



Université du Québec
à Rimouski

**POCKMARKS DANS LE CHENAL LAURENTIEN,
ZONE D'OLD HARRY, GOLFE DU SAINT-LAURENT
(EST DU CANADA)**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© NAÏS SIRDEYS

Octobre 2019

Composition du jury :

André Rochon, président du jury, UQAR-ISMER

Guillaume St-Onge, directeur de recherche, UQAR-ISMER

Jean-Carlos Montero-Serrano, codirecteur de recherche, UQAR-ISMER

Mathieu J. Duchesne, examinateur externe, Commission Géologique du Canada

Dépôt initial le 26 avril 2019

Dépôt final le 9 octobre 2019

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

À ma famille, mes amis,
et à Yannick.

REMERCIEMENTS

Dans un premier temps, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mon directeur de maîtrise, Guillaume St-Onge. Je le remercie de m'avoir fait intégrer sa grande équipe et de m'avoir encadré, guidé, aidé et conseillé dans mes travaux de recherche. J'aimerais également le remercier pour les nombreuses opportunités de participation à des congrès, à des missions et aux cours spéciaux qui m'ont fait prendre part au monde de la recherche durant toute la durée de ma maîtrise.

Merci également à mon co-directeur Jean-Carlos Montero-Serrano pour ses commentaires pertinents et sa disponibilité.

Je remercie également André Rochon et Mathieu Duchesne qui offrent leur participation à l'évaluation de ce mémoire de maîtrise.

Un grand remerciement pour toutes ces personnes qui m'ont aidé dans cette étude. Je pense notamment à Pierre-Arnaud pour avoir suivi mon travail depuis le début du projet. Le traitement des données de profileur de sous-surface, les commentaires et corrections dans la rédaction de ce mémoire ont été très précieux.

Je pense également à Noela Sanchez qui m'a initiée au traitement de données multifaisceaux, à Yijie Li, doctorante de Huixiang Xie, pour ses explications sur le méthane dans le golfe, pour ses données et pour avoir pris le temps de répondre à toutes mes questions. Je suis aussi reconnaissante envers Daniel Bourgault pour m'avoir fourni les données de courants et pour avoir discuté de mes résultats.

J'aimerais ajouter que le temps passé en laboratoire n'aurait pas été si enrichissant sans l'aide du personnel de l'ISMER, un énorme merci donc, à Marie-Pier St-Onge, Quentin Beauvais, Claude Belzile, Mathieu Babin et Marie-Ève Anglehart. Je remercie tous les collègues du laboratoire de géologie marine de l'ISMER. Leurs précieux conseils, leurs

commentaires et leurs critiques ont constitué un soutien moral et scientifique indispensable pour l'avancement de ce projet.

Je voudrais adresser des remerciements aux étudiants de l'ISMER, de l'UQAR, le NÉMO et les camarades de promotion qui sont petit à petit devenus de véritables amis au soutien inconditionnel, dont les encouragements sans faille m'ont permis de porter ce projet jusqu'au bout.

Enfin, je remercie sincèrement et tendrement toute ma famille et surtout mes très chers parents, qui m'ont toujours soutenue et sans qui, cette aventure n'aurait pas été possible. J'éprouve une énorme gratitude envers tous mes amis proches qui, de plus ou moins loin, m'ont toujours portée par leurs encouragements.

À toutes ces personnes qui ont compté, je présente mes plus sincères remerciements, mon respect et toute ma reconnaissance.

RÉSUMÉ

Bien que les *pockmarks* soient très bien décrits dans de nombreuses régions du monde, ils demeurent peu documentés dans le golfe du Saint-Laurent. L'intérêt récemment accordé au prospect pétrolier et gazier extracôtier Old Harry dans le golfe du Saint-Laurent (est du Canada) jusqu'en juin 2018 a conduit à l'étude scientifique de la zone en 2015. La mission COR1503 menée à bord du N/R Coriolis II a révélé la présence de plus de 3000 événements peu profonds et de forme elliptiques dans le chenal Laurentien (entre 460 et 510 m). Cette étude permet de caractériser ces événements, d'identifier les processus liés à leur formation ainsi que les processus sédimentaires et la chronostratigraphie de l'environnement dans lequel ils se sont développés. L'approche multi-proxy utilisée combine des analyses géophysiques - 1 300 km de levée de profileur de sous-surface et 230 km² de couverture multifaisceaux-, avec des analyses de propriétés physiques, granulométriques, géochronologiques (datation au ¹⁴C) et magnétiques sur 7 carottes boîte et piston échantillonnées à trois stations (stations 01, 04 et 05). Le contexte sédimentaire visible sur les données de profileur de sous-surface et daté grâce aux carottes 01 et 04, comprend : l'unité 1, le till glaciaire ; l'unité 2, définie par les sédiments glaciomarins proximaux (avant 14,5 cal. ka BP); et enfin, l'unité 3 formée à partir de sédiments glaciomarins distaux (~ 14,5-8,5 cal. ka BP) et postglaciaires (8,5 cal. ka BP – aujourd'hui). La formation de pockmarks à la surface de l'unité 3 est causée par la migration de gaz mise en évidence par la présence de réflexions accentuées, de blancs acoustiques et de zones de turbidité acoustique à travers les unités seismo-stratigraphiques visibles. La distribution spatiale non-uniforme des événements est très probablement contrôlée par des conditions structurelles géologiques plus profondes (dôme de sels) associées à la stratigraphie des épisodes glaciaires/postglaciaires. Les caractéristiques morphométriques des pockmarks témoignent que les courants de fond agiraient comme principal moteur à l'origine de la dispersion des sédiments remis en suspension au moment du dégazage, leur conférant leur forme ellipsoïdale particulière et leur orientation uniforme NO-SE. Le doute persiste concernant l'activité récente de ces événements puisque les concentrations de méthane mesurées près des événements sont faibles.

Mots clés : pockmarks, chronostratigraphie, golfe du Saint-Laurent, Old Harry, multifaisceaux, données de profileur de sous-surface.

ABSTRACT

Even if pockmarks are well described in different areas around the world, they are still scarcely documented in the Gulf of St. Lawrence. The recent interest granted to the Old Harry's offshore petroleum prospect (Eastern Canada) until June 2018 led to the scientific investigation of this area in 2015. The COR1503 cruise onboard the R/V Coriolis II revealed the presence of more than 3000 shallow and elliptic-shaped pockmarks in the Laurentian Channel (between 460 and 510 m). For the first time in the gulf, it is possible to characterize these events, to identify the processes related to their formation, as well as the sedimentary processes and chronostratigraphy of the environment in which they developed. The multi-proxy approach used combines geophysical analyzes – 1300 km of subbottom profiler surveys and 230 km² of multibeam coverage - with physical properties, grain-size, geochronological (¹⁴C dating) and magnetic analysis of 7 box and piston cores sampled at three stations (01, 04 and 05). The sedimentary context imaged with the subbottom profiler surveys and dated using sediment cores 01 and 04 includes: Unit 1, the glacial till; Unit 2, defined by proximal glaciomarine sediments (before 14.5 cal. ka BP); and finally, Unit 3 formed from distal glaciomarine (~ 14.5-8.5 cal. ka BP) and postglacial (8.5 cal. ka BP - today) sediments. The formation of pockmarks on the surface of Unit 3 is due to gas migration evidenced by the presence of enhanced reflections, acoustic gas blanking and acoustic turbidity zones visible on the subbottom profiler data. The non-uniform spatial distribution of the pockmarks is most likely controlled by deeper geological structural conditions (salt dome) associated with the stratigraphy of glacial / postglacial episodes. The morphometric features of the pockmarks suggest that bottom currents act as the main driving force behind the dispersion of sediments resuspended at the time of degassing, giving them their particular ellipsoidal shape and their uniform orientation NW-SE. There is still some doubt about the recent activity of these vents, because of the low methane concentrations measured near the vents.

Keywords: pockmarks, chronostratigraphy, Gulf of St. Lawrence, Old Harry, multibeam, subbottom profiler data.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ix
RÉSUMÉ	xi
ABSTRACT.....	xii
TABLE DES MATIÈRES	xiii
LISTE DES TABLEAUX	xv
LISTE DES FIGURES	xvi
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1. PROBLEMATIQUE	1
2. OBJECTIFS DE LA RECHERCHE	9
3. EXPEDITION ET METHODOLOGIE.....	10
4. ORGANISATION DU MEMOIRE ET CONTRIBUTIONS	14
5. PRESENTATIONS OFFICIELLES LORS DE CONGRES	15
CHAPITRE 1 : POCKMARKS IN THE LAURENTIAN CHANNEL, OLD HARRY AREA, GULF OF ST. LAWRENCE (EASTERN CANADA)	13
1. INTRODUCTION	13
2. REGIONAL SETTINGS	18
2.1. Circulation.....	18
2.2. Geology and sedimentology	18
2.3. Quaternary stratigraphy	19
3. MATERIAL AND METHODS	21
3.1. Geophysical data and processing	21
3.2. Core processing and analyses	23

4.	RESULTS	27
4.1.	Chronostratigraphic framework	27
4.2.	Morphology and distribution of pockmarks	34
4.3.	Acoustic anomalies.....	39
4.4.	Bottom currents	43
5.	DISCUSSION	44
5.1.	Chronostratigraphic framework of the Old Harry area	44
5.2.	The morphometric parameters of pockmarks: clues on their formation processes.....	46
5.3.	Are the pockmarks active?	47
5.4.	Distribution of the pockmarks and gas migration	49
6.	CONCLUSION	52
7.	ACKNOWLEDGEMENTS	54
	CONCLUSION GÉNÉRALE	55
	ANNEXES	61
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	63

LISTE DES TABLEAUX

Table 1. Location, water depth and length of sediment cores used in this study	21
Table 2. Radiocarbon ages in ^{14}C conventional and calibrated ages	25
Table 3. Summary of the regional seismostratigraphy in the Laurentian Channel, in the Gulf of St. Lawrence, in the Old Harry area	29
Table 4. Statistics for the $n = 3067$ pockmarks: seafloor depth (z_2), depth to pockmark rim (z_1) pockmark depth (d), perimeter (p), length (L), width (l), orientation (θ), area (A), volume (V) and the elliptical ratio (W/L).....	35

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Carte régionale des aires de distribution des caractéristiques sédimentaires liées au gaz dans le golfe du Maine, le plateau Écossais et le golfe du Saint-Laurent. Modifiée et extraite de Fader et al., (1991)	4
Figure 2. A. Carte de la bathymétrie obtenue par échosondeur multifaisceaux de l'estuaire du Saint-Laurent et la localisation du train de pockmarks de Matane (MPT), B. Vue en perspective du MPT basé sur cinq profils sismiques parallèles (sparker). Extraites de Pinet et al., (2008)	6
Figure 3. A. Localisation du gisement potentiel d'Old Harry. Extraite de Bourgault et al. (2014) ; B. Aperçu en 3D du réservoir d'Old Harry (inspirée de Coalition Saint-Laurent, 2014 ; source Corridor Ressources).....	9
Figure 4. A. Mise à l'eau du long carottier à piston de 9 m. B. Mise à l'eau du carottier à boîte (Crédit : Daniel Bourgault, UQAR-ISMER). C. Sous-échantillonnage des carottes en laboratoire (Crédit : Sarah Letaïef, ISMER/UQAR)	13
Figure 5. A. Bathymetric map of the Gulf of St. Lawrence with the Laurentian Channel and the position of the Old Harry prospect site (red rectangle), the main currents and the provinces borders (Modified from Shaw et al., 2002). The green zone corresponds to the salt withdrawal zone based on Lavoie et al. (2009). - P.E.I: Prince Edward Island. B. Overall bathymetry of the OHA with the multibeam coverage, the subbottom profiler lines (black lines) and the location of the potential exploration well (purple point), coring sites (01, 04 and 05), ADCPs mooring, and stations where methane profiles have been collected.....	17
Figure 6. Schema of an individual pockmark as described in this study (modified from Andrews et al., 2010). A is the surface of the pockmarks (m^2), V is the volume (considered here as a half-ellipsoid), z_1 is the depth to the pockmark rim in m, z_2 is the seafloor depth in m, d is the pockmark depth in m, p is the perimeter in m, L is the length of the pockmark in m, W is the width of the pockmark in m and θ is the orientation in degrees, from the North (geographic).....	22

Figure 7. Subbottom profiler lines (uppermost: line 104, lowermost: line 110) before (left) and after interpretation (right) along with the sampling locations of cores 01PC and 04PC cores30

Figure 8. Sedimentological analysis for cores (A) 01PC and (B) 04PC, (left to right): CAT-scan images with the CT numbers, digital imaging, the diffuse spectral reflectance (a^*), the split-core magnetic susceptibility (k_{LF}), the mean grain-size and the clay and silt fractions. The calibrated radiocarbon ages of Table 2 are reported in the boxes31

Figure 9. Age models for composite cores 01 and 04; the red line shows the best age model and the grey dashed lines represent the chronological uncertainties (95% confidence interval) with their sedimentation rates in green; the vertical blue dashed lines depict the important changes in the sedimentation rates around 8.5 cal. ka BP; the colored rectangles correspond to the lithostratigraphic units described in the text32

Figure 10. Relative sea-level plotted from Shaw et al., (2002) and Clark et al., (1978) at Port-au-Port (closest point to Old Harry) with a^* and k_{LF} values of the composite core 01.....32

Figure 11. A. Comparison between box cores sampled in a pockmark (05BC) and a reference core (01BC) collected outside a pockmark; B. Carbonate concretion found in core 05BC, typical of areas where methane is generated and C. One sample of the same carbonate concretion of (B)33

Figure 12. A. Bathymetric map of the Old Harry area with the 3067 pockmarks (black points). The size of the black points is proportional with the pockmarks depth (d); B. Zoom of the bathymetric map where we can see pockmarks and their orientations; C. Depth profile of one randomly selected pockmark. Its morphometry is similar to the general trend, shallow (~ 6 m deep), very elongated (~130 m length) and with a NW-SE orientation.....36

Figure 13. A. Bathymetric map of the Old Harry area with the 3067 pockmarks (black points); the size of the black points is proportional with the pockmarks depth (d); B. Backscatter image of the Old Harry area; C. View of the density (Kernel) of pockmarks in the Old Harry.....38

Figure 14. Seismo-stratigraphic units identified on the sub-bottom acoustic data of the line 102 in the Old Harry area; upper panel: uninterpreted profile, lower panel: interpreted profile41

Figure 15. Examples of acoustic anomalies and their respective potential interpretations are illustrated in figures A, B, C: A. Acoustic turbidity beneath pockmarks (free bubbles within sediment pores); B. Enhanced reflections (gas accumulation) and C. Vertical acoustic blanking disturbing reflectors (seismic/gas chimneys)	42
Figure 16. Bottom currents from the ADCP (in number of measurements) acquired from November 4 2013 until the October 21 2014, are oriented in the same orientation as the pockmarks.....	43
Figure 17. Methane profiles around the OHA demonstrating low methane concentrations at the bottom (< 10 nM) (Li et al., 2018).....	48
Figure 18. Conceptual model illustrating how fluid migrates through pathways across the Upper Carboniferous rocks and the deglacial stratigraphy of marine sediments of the Gulf of St. Lawrence until the formation of the pockmarks; the combination of the degassing and (A) the bottom currents (B) are responsible for the general trend in the orientation of the pockmarks in this area	51

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. PROBLÉMATIQUE

Les pockmarks : définition et historique dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent

King et McLean (1970) décrivent pour la première fois des structures sédimentaires sous forme de dépressions à fonds coniques sur le fond marin du plateau continental néo-écossais dans l'est du Canada. Ces dépressions sont causées par les remontées de fluides (gaz ou liquides) d'eau ou plus généralement de méthane (Judd et Hovland, 2007). Pouvant atteindre des dizaines de kilomètres de diamètres pour quelques mètres de profondeur seulement, elles sont appelées : des *pockmarks*.

L'intérêt d'étudier les *pockmarks* et leur formation est multiple. En raison de leur impact local sur la chimie, le cycle du carbone, la faune et la flore marine, la morphologie des fonds marins, les *pockmarks* modifient la structure des sédiments et l'environnement marin (Szpak, 2015 ; Picard et al., 2018). L'étude de leur distribution permet, entre autres, de connaître l'origine des fluides et leurs mécanismes de migration (ex., Gay et al., 2006a ; Pilcher and Argent, 2007 ; Pinet et al., 2009) en révélant des réseaux de migration et les sources des fluides (ex., réservoirs d'hydrocarbures, hydrates de gaz). Par conséquent, leur utilisation se révèle pertinente pour l'exploration d'hydrocarbures (Fader et al., 1991), la caractérisation de la faune liée à la chimiosynthèse (Sumida et al., 2004), la compréhension des processus d'écoulement des fluides et des risques géologiques (Hovland et al., 2002) ainsi que la détection de ressources minérales (ex., les hydrates de gaz) (Judd et Hovland, 2007).

La multitude d'environnements dans lesquels les événements se forment induisent un nombre conséquent de mécanismes à l'origine de leur formation. Nous nous intéresserons ici qu'à ceux se produisant en milieux marins.

Parmi les mécanismes les plus récurrents dans la littérature, il y a l'expulsion de fluides (Judd et Hovland, 1992). Cependant, d'autres processus peuvent entrer en jeu, tels que la tectonique salifère générant des failles au-dessus de réservoirs d'hydrocarbures favorisant ainsi la migration des fluides le long de celles-ci jusqu'à la formation des événements comme au Mexique ou encore dans le bassin inférieur du Congo (Wenau et al., 2017 ; Rowan et al., 1999 ; Whelan et al., 2005). Les variations du niveau marin et les cycles de marées induisent des variations de la pression hydrostatique sur les sédiments menant à une différence de pression interstitielle dans les pores des sédiments. Ces variations de pression sont à l'origine de l'expulsion de gaz (« plumes ») formant les pockmarks (Rollet et al., 2006 ; Riboulot et al., 2014). Hovland et Judd (1988) décrivent également différents cas où les eaux souterraines seraient à l'origine de la formation de pockmarks le long des côtes, comme cela a été le cas au large de la Caroline du Sud ou en Floride (États-Unis) (Manheim, 1967), ou encore dans le golfe de Corinthe (Grèce) (Christodoulou et al., 2003). Les mécanismes en jeu impliquent la présence de sources d'eau douce souterraines sur le continent, situées au-dessus du niveau marin. Cette eau douce rejoint la mer par des tunnels souterrains naturellement dénivelés en formant des pockmarks aux endroits où l'eau douce est expulsée. Des perturbations sur le fond marin, d'origines naturelles ou anthropiques, sont aussi responsables de la formation d'événements. Par exemple, l'affouillement du fond marin par des icebergs, l'érosion par les courants de fond ou encore le chalutage anthropique perturbent les sédiments et donc modifient la pression lithostatique générant ainsi l'expulsion de fluides desquelles résultent des événements allongés, parfois reconnaissables sous-forme de « train » (Fader, 1991 ; Pilcher et Argent, 2007 ; Kilhams et al., 2011).

Dans le golfe du Saint-Laurent, les pockmarks sont très peu documentés (ex., Pinet et al., 2008). Pourtant ces structures se forment majoritairement dans des environnements de sédiments fins de type argiles fines (Judd et Hovland, 2007) très présents dans l'estuaire et

le golfe du Saint-Laurent (EGSL). En effet, l'histoire sédimentaire récente de l'EGSL est étroitement liée à la dernière glaciation wisconsinienne et à la déglaciation subséquente (Shaw et al., 2002, 2006). Les différentes unités sédimentaires constituent de véritables reliquats des conditions environnementales qui se sont succédées au cours de la déglaciation. Par conséquent, le fort potentiel en réserves d'hydrocarbures de l'EGSL (Lavoie et al., 2010 ; Séjourné et Malo, 2015) couplé aux unités sédimentaires glaciomarines et post-glaciaires (sédiments cohésifs) confèrent des conditions favorables à la formation de pockmarks sur le fond marin (Fader, 1991 ; Hovland et Judd, 2007).

C'est en 1991, qu'un premier recensement des caractéristiques sédimentaires liées à la présence de gaz sur le plateau continental de l'Est du Canada est publié (Fader et al., 1991). Généralement générées par le suintement de méthane, ces structures cartographiées pour la première fois dans l'Est du Canada sont très répandues et comptent parmi elles un nombre considérable de champs de pockmarks (Fig. 1 ; Hovland et Judd, 1988 ; Fader, 1991). Cependant, de nombreuses zones d'ombres méritent encore d'être éclairées dans cette région : quels processus sont à l'origine de leurs formations ? Quels types de fluides sont en jeux ? D'où proviennent-ils ?

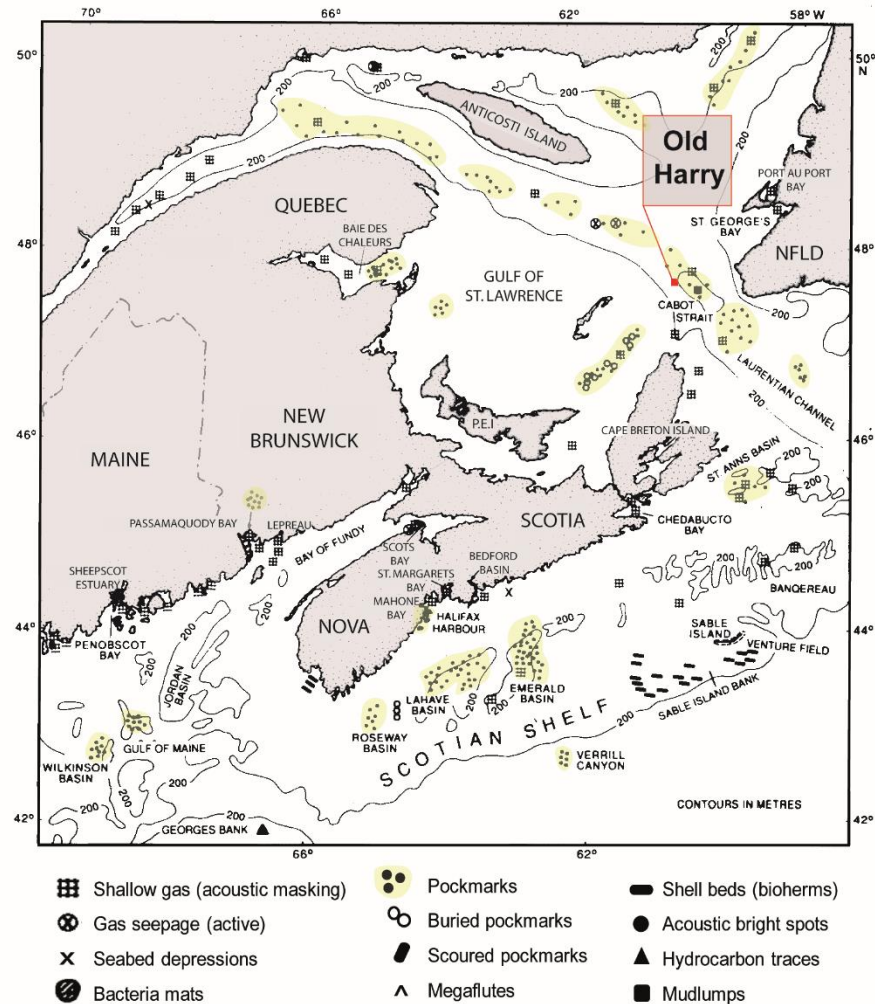


Figure 1. Carte régionale des aires de distribution des caractéristiques sédimentaires liées au gaz dans le golfe du Maine, le plateau Écossais et le golfe du Saint-Laurent. Modifiée et extraite de Fader et al., (1991)

Les observations sismiques et celles obtenues à partir de submersibles dans l'estuaire du Saint-Laurent, dans le Nord-Ouest du chenal Laurentien et du golfe du Saint-Laurent, ainsi que la baie des Chaleurs (Syvistki et al., 1983a ; Syvitski et Praeg, 1989 ; Josenhans et al., 1990), dévoilent des anomalies sismiques dans les successions sédimentaires récentes, telles que des réflexions accentuées, des blancs et des zones de turbidité acoustiques. Ces

anomalies sont des témoins de la migration de gaz à travers les sédiments jusqu'à la surface où l'expulsion du gaz formera un pockmark. D'après Josenhans et al. (1990), les pockmarks et leurs anomalies se développeraient dans des aires situées au-dessus de socles rocheux carbonifères.

La compilation de données bathymétriques et sismiques entre 1997 et 2007, dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent atteste que la présence de ces événements de méthane y est considérable, et particulièrement dans le chenal Laurentien (Bolduc et al., 2008 ; Pinet et al., 2008) (Fig. 2A). Plusieurs études entièrement dédiées à ce champ de pockmarks voient le jour, et de multiples réponses sont apportées concernant l'origine des gaz émis, les processus de formation des pockmarks à travers leur distribution particulière (Pinet et al., 2009), ou encore la présence anormale de concrétions carbonatées dans les événements (Lavoie et al., 2010). Ainsi, la distinction s'établit entre un premier type de pockmarks formés à partir de méthane thermogénique en provenance de la plateforme du Saint-Laurent, au-dessus des successions paléozoïques renfermant de potentiels réservoirs d'hydrocarbures et dont les suintements sont à l'origine de la formation des pockmarks (~ 90% des pockmarks observés, Lavoie et al., 2010). En effet, les blancs acoustiques interceptant le socle rocheux datant du paléozoïque et les successions sus-jacentes jusqu'au fond marin sont visibles sur les données sismiques et forment en réalité des conduits de migration des fluides. De plus, ces pockmarks sont distribués de façon linéaire, formant des « trains de pockmarks » d'environ 15 km de long suivant des structures géologiques dans le toit de la plateforme du Saint-Laurent (Fig. 2B). Le second type de pockmarks regroupe des événements formés par l'émission de méthane microbien dans les zones proches de l'embouchure des rivières de la Côte-Nord du Québec, où l'accumulation de matière organique couplée aux fortes vitesses de sédimentation favorisent la formation de méthane dans les sédiments peu profonds (Pinet et al., 2008).

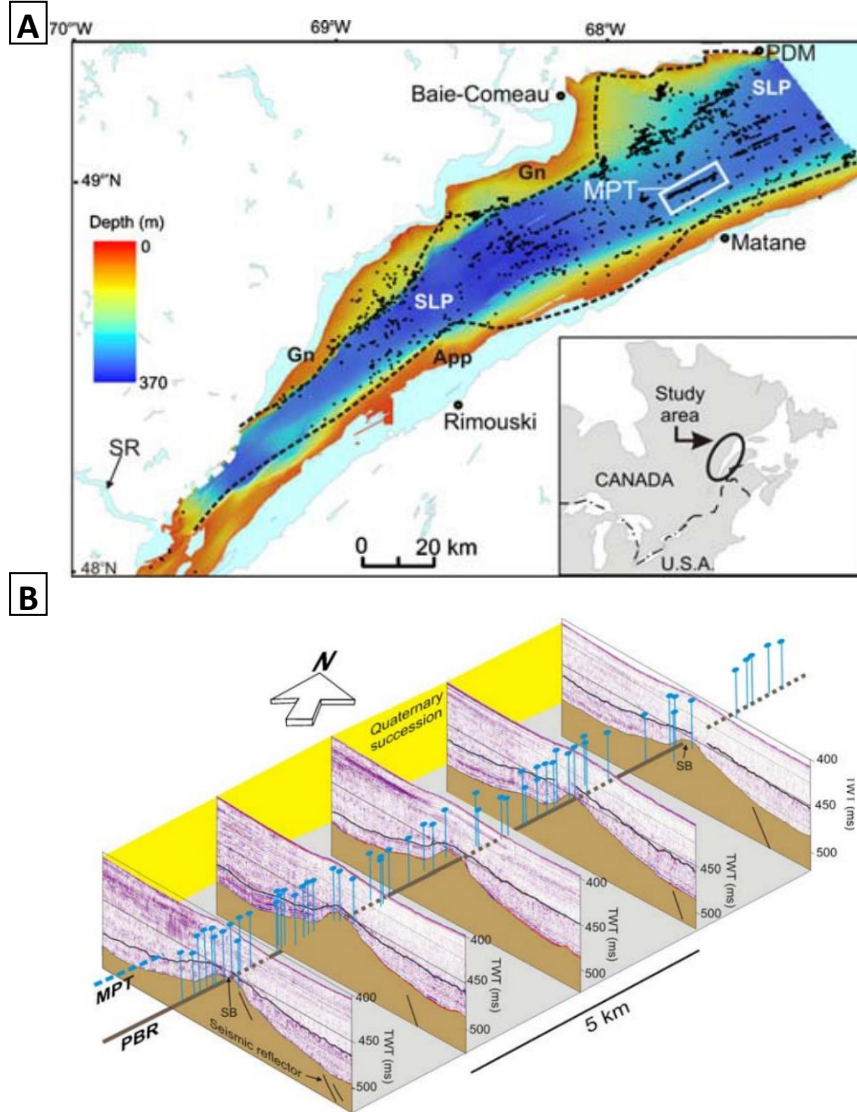


Figure 2. A. Carte de la bathymétrie obtenue par échosondeur multifaisceaux de l'estuaire du Saint-Laurent et la localisation du train de pockmarks de Matane (MPT), B. Vue en perspective du MPT basé sur cinq profils sismiques parallèles (sparker). Extraites de Pinet et al., (2008)

Les hydrocarbures dans le golfe et le cas controversé du gisement potentiel Old Harry

Au cours des années 1990, l'avènement de nouvelles technologies a intensifié les activités d'exploration pétrolières le long de la Gaspésie, de l'île d'Anticosti et des Îles de la Madeleine (Keen et Williams, 1990 ; Pêches et Océans Canada, 2005). La présence de roches poreuses et imperméables dans les successions lithologiques du golfe du Saint-Laurent favorise la formation de réservoirs d'hydrocarbures et lui confère un fort potentiel économique (Lavoie et al., 2009 ; Séjourné et Malo, 2015).

Parmi les zones du golfe qui suscitent de l'intérêt, il y a la structure géologique Old Harry. Celle-ci longue de 30 km, constituerait le plus gros gisement d'hydrocarbures du golfe (Fig. 3). Elle a fait l'objet d'une multitude d'estimations concernant le volume et la quantité de barils d'hydrocarbures récupérables : 1,5 milliards d'après la Commission géologique du Canada (Lavoie et al., 2009), 5 milliards d'après Corridor Ressources (Colcleuh et Marchesin, 2013) ou encore 98,8 millions d'après l'Institut National de la Recherche scientifique (Séjourné et Malo, 2015). En 2011, la firme Corridor Ressources dépose une demande de permis d'exploration pour le prospect Old Harry engendrant de vives réactions de la part de la communauté civile. En effet, ce potentiel gisement a hérité son nom du village de pêcheurs éponyme, situé à seulement 80 km, sur les touristiques et très prisées Îles de la Madeleine. Lors de rencontres et de présentations du projet, Corridor Ressources énonce que des images satellitaires auraient permis de détecter six manifestations de suintement de pétrole à la surface de l'eau sur les flancs du prospect Old Harry (Corridor Ressources Inc., 2000-2005). Ces affirmations ont été par la suite vivement critiquées par la communauté scientifique qui a dénoncé un manque de transparence. En effet, ces données définies comme « commercialement sensibles » par leurs propriétaires (Bourgault et al., 2017) ne sont pas accessibles et ne peuvent donc pas être vérifiées. En raison de sa situation géographique et des difficultés d'établir les risques et les enjeux liés à l'exploration, le ministère fédéral demande la mise en place d'un processus d'évaluation environnementale actualisé et approfondi. En découlent des évaluations environnementales stratégiques menées par le Québec et une mise à jour des évaluations environnementales du

projet d'Old Harry par Corridor et ses consultants. Le constat est équivoque, le manque de connaissances sur l'écosystème marin du golfe et son fonctionnement est flagrant. Les informations disponibles ne sont pas suffisantes pour prendre une décision sensée pour sécuriser une campagne d'exploration et d'exploitation à Old Harry (GENIVAR, 2013 ; Archambault et al., 2017). Bien qu'à ce jour, Corridor ait suspendu les activités exploratoires pour le projet de forage d'Old Harry (Corridor Ressources Inc, juin 2018), d'autres projets pourraient éventuellement émerger, d'où l'importance de mieux comprendre le fonctionnement de cette partie du golfe (Archambault et Toussaint, 2016).

Des travaux préliminaires sur la dispersion d'hydrocarbures et de polluants autour de la structure Old Harry voient le jour en 2014 (Bourgault et al., 2014). Les simulations mettent en scène un traceur passif soumis à la circulation de surface et retrace sa trajectoire sur différentes durées. D'après ces résultats, les côtes les plus touchées en cas de déversement d'hydrocarbures seraient celles du Cap Breton, de l'ouest et du sud-ouest de Terre-Neuve et, de façon mineure, les Îles de la Madeleine.

À la lumière de ces premières conclusions, une campagne océanographique (nommée COR1503) est mise en place en 2015 dans le but d'étudier l'environnement du golfe du Saint-Laurent autour de la zone du prospect (Bourgault et al., 2015). L'objectif est d'apporter plus de connaissances sur cette zone et c'est dans ce cadre que s'inscrit ce projet de maîtrise.

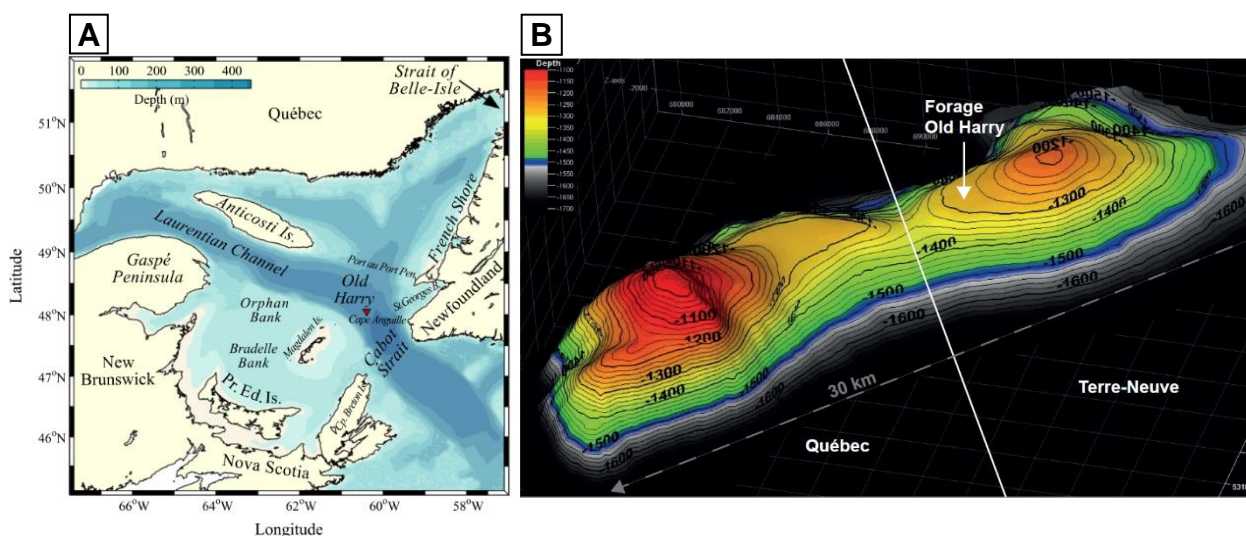


Figure 3. A. Localisation du gisement potentiel Old Harry. Extraite de Bourgault et al. (2014) ; B. Aperçu en 3D du toit du réservoir Old Harry (inspirée de Coalition Saint-Laurent, 2014 ; source Corridor Ressources)

2. OBJECTIFS DE LA RECHERCHE

Le principal objectif de ce projet de maîtrise est de proposer un modèle conceptuel de migration de fluides à travers les unités stratigraphiques présentes à Old Harry. Pour ce faire, ce projet de recherche s'appuie sur trois sous-objectifs spécifiques : (1) caractériser le contexte sédimentaire de la zone d'étude ; (2) identifier et déterminer la morphométrie des événements (*pockmarks*) ; et enfin (3) caractériser les processus impliqués dans leur formation et qui influencent leur morphométrie.

3. EXPEDITION, DONNEES ET METHODOLOGIE

Mission en mer

La campagne en mer s'est déroulée du 8 au 14 juin 2015 à bord du N/R Coriolis II où près de 1 300 km de lignes géophysiques ont été acquises, ainsi que des échantillons de sédiments à dix stations et des profils de la colonne d'eau à quatre stations (Rémillard et al., 2015). Une aire de 230 km² autour du site d'Old Harry a été cartographiée à haute résolution à l'aide d'un échosondeur multifaisceaux et plus de 3000 événements ont été identifiés. Quatre carottes à piston ont été déployées avec quatre carottiers à gravité agissant comme déclencheur, et cinq carottiers à boîte furent également prélevés aux mêmes stations. Ces derniers ont permis de conserver l'interface eau/sédiment.

Le jeu de données et la méthodologie

Ce mémoire de maîtrise regroupe un jeu de données basé sur l'analyse des données géophysiques (multifaisceaux et de profileur de sous-surface), carottes sédimentaires prélevées pendant la mission COR1503 (Fig. 4) et des données courantologiques. Dans un premier temps, les 230 km² de couverture bathymétrique ont été traitées avec le logiciel CARIS pour créer une carte bathymétrique à haute résolution de la zone d'étude qui se situe entre 450 et 510 m de profondeur dans le chenal Laurentien. Près de 3 000 événements ont ainsi été identifiés et géolocalisés manuellement dans ArcGIS à partir de ces données. Une fois dénombrés, le logiciel a permis d'extraire toutes les caractéristiques morphométriques (profondeur, périmètre, surface, forme, orientation) de chaque pockmark à partir desquelles des traitements statistiques ont été effectués dans le but de comprendre leur distribution. En complément de la bathymétrie, l'échosondeur multifaisceaux apporte des informations concernant la nature des sédiments de surface grâce à l'interprétation du signal de rétrodiffusion qui, selon la nature du fond marin, sera plus ou moins fort (*e.g.* présence de sédiments meubles *vs.* sédiments indurés). Ce signal a également été utilisé pour l'interprétation des données.

Les données de profileur de sous-surface, composées de plus de 1 300 km de levés, ont offert une vision en profondeur des sédiments récents. Tout d'abord, le jeu de données a été traité (correction de la houle à l'aide d'une moyenne mobile, amélioration de la visibilité des données) à l'aide des logiciels Dejitter, VISTA et Kingdom Suite. Ce dernier logiciel a également permis de visualiser et d'identifier les réflexions délimitant les multiples unités/faciès sédimentaires qui témoignent des différents régimes sédimentaires qui se sont succédés depuis la déglaciation permettant ainsi de compléter les études seismo-stratigraphiques déjà menées dans le golfe du Saint-Laurent (Loring et Nota, 1973 ; Syvitski et Praeg, 1989 ; Josenhans et Lehman, 1999, Casse et al., 2017). Ces données ont également permis de distinguer des anomalies typiques de la présence de gaz dans les sédiments marins et ainsi de développer un modèle de migration de fluides à travers la stratigraphie superficielle au-dessus de la structure d'Old Harry

Pour intégrer les carottes dans le contexte seismo-stratigraphique déterminé à partir des données de profileur de sous-surface, il a été nécessaire d'analyser leurs différentes propriétés physiques, granulométriques, géochronologiques (datation au ^{14}C) et magnétiques sur 7 carottes boîte et piston échantillonnées à trois stations (stations 01, 04 et 05). Pour ce faire, les carottes ont été mesurées au MSCL (*Multi-Sensor Core Logger*) à des intervalles de 1 cm pour la mesure de la densité (par atténuation des rayonnements gamma) et des ondes P, puis au rayon-X à l'aide du tomодensitomètre (CAT-scan), permettant d'acquérir des images de leurs structures internes. Les carottes ont ensuite été ouvertes, puis repassées au MSCL en mode demi-section afin d'obtenir, pour chaque carotte, une photo à haute résolution ainsi que des données de spectrophotométrie et de susceptibilité magnétique. Les coquilles trouvées ont été prélevées, sélectionnées et envoyées dans un laboratoire où les âges ^{14}C ont été obtenus puis corrigés avec l'aide du package Bacon dans le logiciel R. Les modèles d'âges ont été construits avec les vitesses de sédimentation. Nous avons prélevé des sédiments tous les 10 cm pour les mesures granulométriques (granulomètre laser).

Pour conclure sur les méthodes utilisées dans ce projet, des mesures courantologiques issues d'un mouillage de profileurs à effet Doppler (ADCPs) positionné proche de la zone d'étude ($47^{\circ} 59,910$ N ; $60^{\circ} 30,714$ O) pendant 11 mois (de novembre 2013 à octobre 2014), ont été utilisées pour établir une relation entre les courants de fond et l'orientation préférentielle des pockmarks. Par conséquent, seules les mesures effectuées entre 320 et 420 m ont été prises en compte pour être représentées sur une rose de courants.

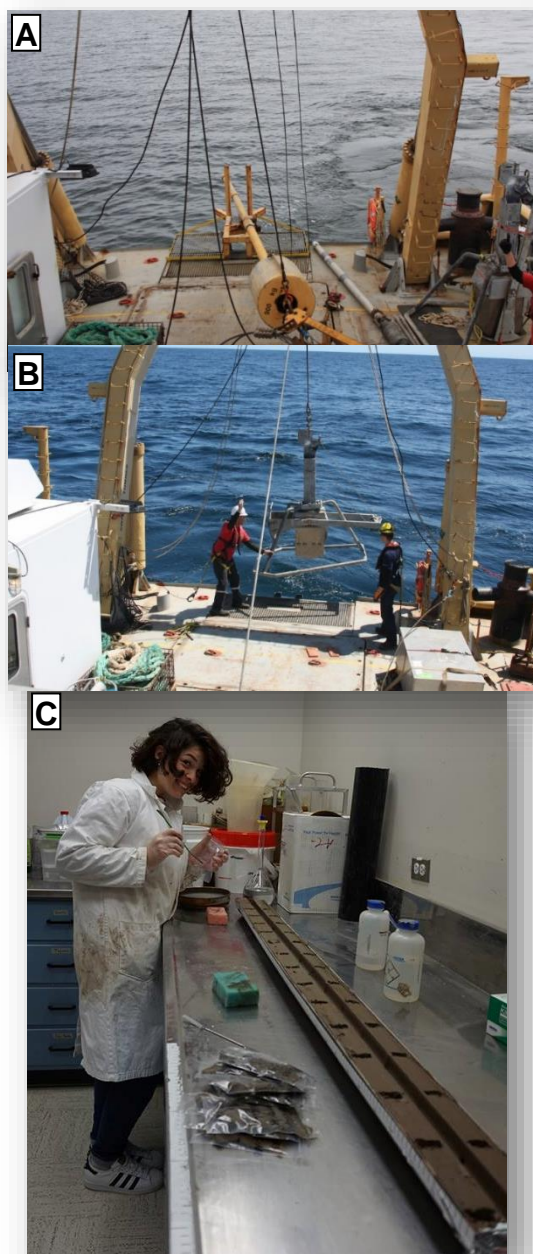


Figure 4. A. Mise à l'eau du long carottier à piston de 9 m. B. Mise à l'eau du carottier à boîte (Crédit : Daniel Bourgault, UQAR-ISMER). C. Sous-échantillonnage des carottes en laboratoire (Crédit : Sarah Letaïef, ISMER/UQAR)

4. ORGANISATION DU MEMOIRE ET CONTRIBUTIONS

Ce mémoire est présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais. Il décrit la chronostratigraphie depuis la dernière déglaciation et met en évidence la présence d'un champ d'événements (pockmarks) dans la zone d'Old Harry. L'article devrait être soumis prochainement à la revue *Marine Geology* sous la référence :

Sirdeys, N., St-Onge, G., Desiège, P.-A., Montero-Serrano, J.-C., Li, Y., Xie, H., Sánchez, N., Bourgault, D., sera soumis prochainement. Pockmarks in the Laurentian Channel, Old Harry area, Gulf of St. Lawrence (Eastern Canada). *Marine Geology*.

Ma contribution à ce mémoire prend en compte l'ensemble des analyses sur les carottes en laboratoire hormis les mesures isotopiques et élémentaires, celles de ^{14}C et les mesures de méthane qui ont respectivement été effectuées au laboratoire du CAIR (ISMER), l'Université Laval/UC et l'ISMER (équipe de H. Xie).

J'ai traité, corrigé et interprété les données géophysiques qui comprennent les données de multifaisceaux et de profileur de sous-surface. Pour ce faire, j'ai eu la chance d'être formée et aidée par Noela Sánchez (CESIMAR) et Pierre-Arnaud Desiège (UQAR-ISMER). En effet, ils m'ont respectivement aidée pour le traitement des données bathymétriques et l'utilisation de divers logiciels de traitement et visualisation des données.

J'ai également pu avoir accès aux données de méthane échantillonnées par Yijie Li (UQAR-ISMER), étudiante au doctorat de Huixiang Xie (UQAR-ISMER), ainsi qu'aux données de courants d'ADCP acquises par Daniel Bourgault (UQAR-ISMER). Ces deux types d'informations m'ont permis de compléter mon article en apportant plus de précisions sur les pockmarks.

Dans la suite de ces mesures, j'ai également traité et interprété toutes mes données, puis rédigé ce mémoire sous la précieuse supervision de Guillaume St-Onge et Jean-Carlos Montero-Serrano qui ont su apporter un regard d'expert sur mes données dans les domaines clés de mon projet tels que la chronostratigraphie, sédimentologie et la géomorphologie.

5. PRESENTATIONS OFFICIELLES LORS DE CONGRES

Au cours de ma maîtrise, j'ai eu l'occasion de participer à des congrès scientifiques de différentes envergures et à diverses reprises pour présenter mon projet, et ainsi le confronter aux regards de la communauté scientifique, tel que présenté ci-dessous :

Sirdeys, N., St-Onge, G., Desiège, P.-A., Montero-Serrano, J.-C., Sánchez, N., 2017. Sedimentary processes and Quaternary stratigraphy in the Old Harry area, Gulf of St. Lawrence. Affiche lors du congrès annuel des étudiants du GEOTOP, 22-24 mars, Forêt de Montmorency, Québec (QC) Canada.

Sirdeys, N. 2017. Old Harry : le gisement controversé du Golfe du Saint-Laurent. Présentation orale à l'École d'été de l'ISMER Mai 2017, Rimouski (QC) Canada.

Sirdeys, N., St-Onge, G., Desiège, P.-A., Montero-Serrano, J.-C., Sánchez, N., 2017. Sedimentary processes and Quaternary stratigraphy in the Old Harry area, Gulf of St. Lawrence. Présentation orale lors du 14th International Estuarine Biogeochemistry Symposium (IEBS), 4-7 juin, Rimouski (QC) Canada.

Sirdeys, N., St-Onge, G., Desiège, P.-A., Montero-Serrano, J.-C., Sánchez, N., 2017. Sedimentary processes and Quaternary stratigraphy in the Old Harry area, Gulf of St. Lawrence. Affiche lors du congrès Arctic Change, 11-15 décembre, Québec (QC) Canada.

Sirdeys, N., St-Onge, G., Desiège, P.-A., Montero-Serrano, J.-C., Sánchez, N., 2018. High-resolution paleoenvironmental reconstruction of the Old Harry area since the last deglaciation, Gulf of St. Lawrence. Présentation orale lors du congrès annuel des étudiants du GEOTOP, 21-23 mars, La Malbaie (QC) Canada.

Sirdeys, N., St-Onge, G., Desiège, P.-A., Montero-Serrano, J.-C., Li, Y., Xie, H., Sánchez, N., 2018. Chronostratigraphy and evidence of gas seeps in the Old Harry area, Gulf of St. Lawrence. Affiche lors du 20th International Sedimentary Congress, 12-17 août, Québec (QC) Canada.

CHAPITRE 1 :
POCKMARKS IN THE LAURENTIAN CHANNEL, OLD HARRY AREA, GULF
OF ST. LAWRENCE (EASTERN CANADA)

Naïs Sirdeys^{1,*}, Guillaume St-Onge¹, Pierre-Arnaud Desiagne¹, Jean-Carlos Montero-Serrano¹, Noela Sanchez²

¹ *Institut des sciences de la mer de Rimouski, Canada Research Chair in Marine Geology, Université du Québec à Rimouski and GEOTOP, 310 allée des Ursulines, Rimouski, Québec, G5L 3A1, Canada*

² *Centro Para el Estudio de Sistemas Marinos (CESIMAR), CONICET, Puerto Madryn, Argentina*

1. INTRODUCTION

Because they are relevant to hydrocarbon exploration, pockmarks are one of the most described seafloor seeps in the literature (Judd and Hovland, 2009). These decimeter- to kilometer-scale seabed depressions were first described in Eastern Canada on the Scotian Shelf by King and MacLean (1970). Since then, numerous studies were conducted around the world revealing the presence of pockmarks in numerous places: along coastlines (Brothers et al., 2011; 2012), continental shelves (King and MacLean, 1970; Riboulot et al, 2014), and in deep oceanic basins (Gay et al., 2006).

Commonly, pockmarks are physically generated by the removal of seafloor sediments by escaping fluids (Judd and Hovland, 1992). In addition, other mechanisms influence fluid escape depending on the region such as: bottom current erosion (Rebesco et al., 2014), salt tectonic (Wenau et al., 2017; De Mahiques et al., 2017), sea-level changes and tidal cycles

(Rollet et al., 2006; Riboulot et al., 2014), compacted pore water escape (Harrington, 1985), groundwater expulsion (Christodoulou et al., 2003), iceberg scouring (Pilcher and Argent, 2007) and anthropic trawling (Fader, 1991).

Typically, the fluids involved in their formation is gas, and generally methane (Judd and Hovland, 2009). Methane signatures could be microbial and produced by the bacterial degradation of organic matter in a high sedimentation rates environment (*e.g.*, at Passamaquoddy Bay, Brothers et al., 2012), or thermogenic and coming from deeper hydrocarbon deposits such as in the Hammerfest Basin, SW Barents Sea (Ostanin et al., 2013), the Lower Congo Basin (Gay et al., 2006a; Wenau et al., 2017) and in the St. Lawrence Estuary (Pinet et al., 2008; 2009). Due to their local impact on the chemistry, the carbon cycle, the biologic benthic communities and the morphology of the seabed, pockmarks modify the sediment structures and the environment (Szpak et al., 2015; Picard et al., 2018). Consequently, they are used as tools for hydrocarbon exploration (Fader et al., 1991), characterization of chemosynthetic-related fauna (Sumida et al., 2004), understanding fluid flow processes and geohazards (Hovland et al., 2002), and the detection of mineral resources (Judd and Hovland, 2009).

In 2008, Pinet et al. revealed the presence of more than 2000 pockmarks in the St. Lawrence Estuary. They discovered a link between their formation and the presence of hydrocarbon reservoirs in the St. Lawrence Platform known to contain a high potential of hydrocarbon deposit (St-Antoine et Héroux, 1993; Bolduc et al., 2008). Their measurements presented thermogenic signature of the methane from the pockmarks located above the St. Lawrence Platform.

The Gulf of St. Lawrence (GSL) is also known for its hydrocarbon potential and also allows fluid migration responsible of erosive features on the seabed (Lavoie et al., 2009). In addition, pockmarks are widespread in the Laurentian Channel, but they are still scarcely documented (Fig. 1; Fader et al., 1991; Archambault et al., 2016).

In 2015, an oceanographic expedition (COR1503) was conducted onboard the R/V Coriolis II near the Old Harry offshore oil and gas prospect (Fig. 5) where a high-resolution geophysical survey (multibeam echosounder and subbottom profiler) and sediment cores were acquired to propose a conceptual model of gas migration throughout the stratigraphic units at the Old Harry area (OHA). Specifically, we will (1) characterize the sedimentary setting of the OHA, (2) identify and determine the morphometry of pockmarks and (3) determine the processes involved in their formation and morphology.

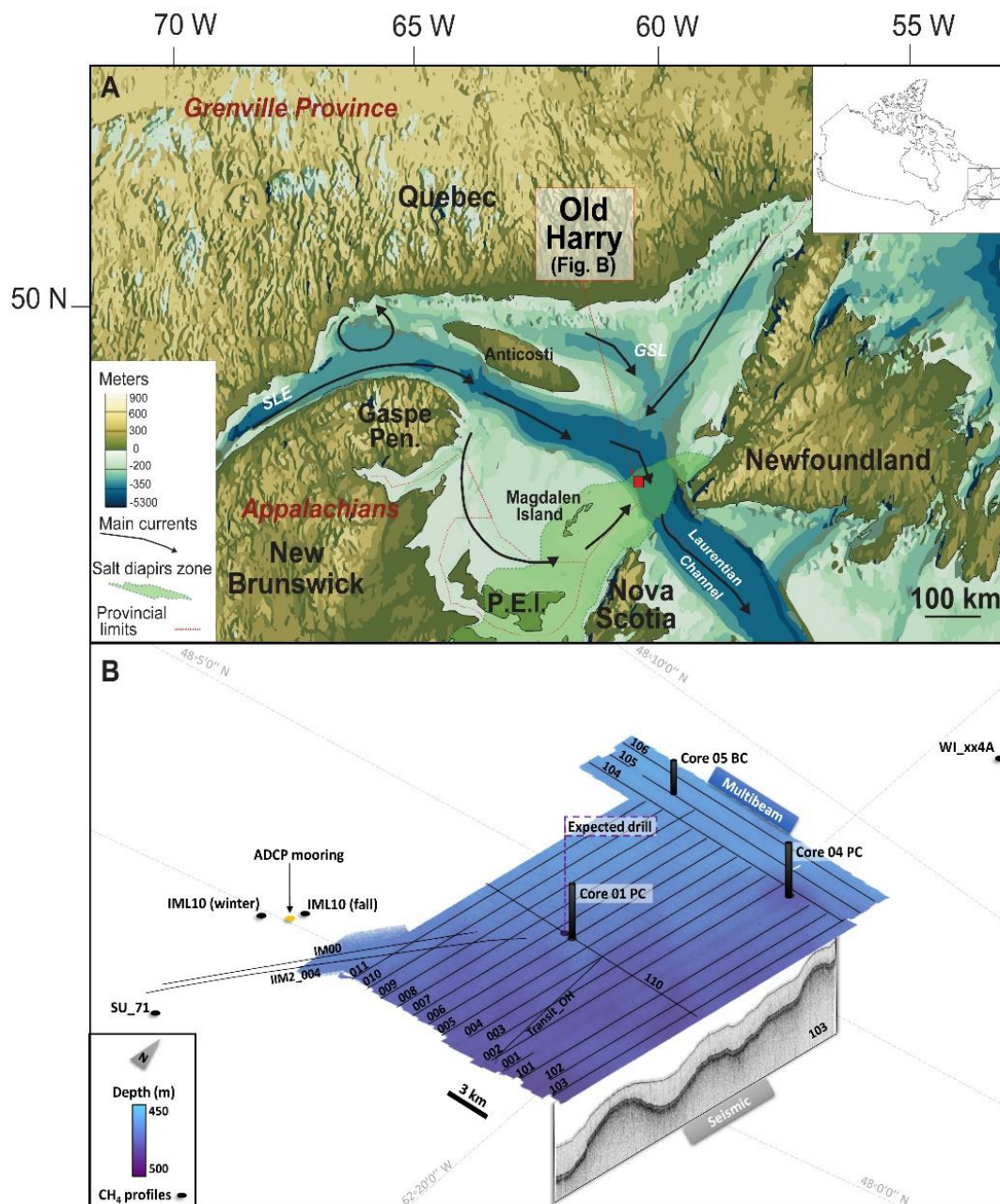


Figure 5. A. Bathymetric map of the Gulf of St. Lawrence with the Laurentian Channel and the position of the Old Harry prospect site (red rectangle), the main currents and the provinces borders (Modified from Shaw et al., 2002). The green zone corresponds to the salt withdrawal zone based on Lavoie et al. (2009). - P.E.I: Prince Edward Island. **B.** Overall bathymetry of the OHA with the multibeam coverage, the subbottom profiler lines (black lines) and the location of the potential exploration well (purple point), coring sites (01, 04 and 05), ADCPs mooring, and stations where methane profiles have been collected

2. REGIONAL SETTINGS

2.1. Water circulation

The GSL is a 226 000 km² basin. Located in the eastern part of Canada between Nova Scotia, eastern Quebec, New-Brunswick, and the Newfoundland-and-Labrador provinces. It acts as a transitional zone between the St. Lawrence River and the Northwest Atlantic Ocean thanks to the Belle Isle Strait in the North and the Cabot Strait in the South (Fig. 5).

The gulf is characterized by an estuarine circulation with low salinity in the surface layer ($S \sim 25\text{-}32$) flowing seaward, whereas intermediate ($S \sim 31.5\text{-}33$) and deep ($S \sim 34\text{-}35$) saltier layers flowing landward (Koutitonsky et Bugden 1991). The annual mean circulation is characterized by five main coastal currents: the outflowing Gaspé-Current and Gaspé-drift, the Anticosti gyre, and by the inflowing West Newfoundland Current flowing northward along Newfoundland (Saucier et al., 2003; Bourgault et al., 2014). These currents are characterized by strong seasonal variabilities (Saucier et al., 2009). According to circulation models, the currents are stronger ($\sim 1\text{cm.s}^{-1}$, Tang, 1980; Saucier et al., 2003) along slopes and deep channels such as the Laurentian Channel (Galbraith et al., 2017). The deep waters of the Laurentian Channel are made of waters originating from the edge of the continental shelf and composed of Labrador and North Atlantic central waters (Gilbert et al., 2005; Genovesi et al., 2011).

2.2. Geology and sedimentology

The geology of the GSL is characterized by Carboniferous and Permian lithological successions (Lavoie et al., 2009). Those successions lay on the Canadian Shield in the Anticosti and Maritime basins. The Maritime Basin gathers the Magdalen Basin and the Chaleur Bay. Ancient climates and depositional conditions leading to the formation of these

successions have produced hydrocarbon source rocks and/or reservoirs (Lavoie et al, 2009; Séjourné and Malo, 2015). Moreover, the presence of evaporites in the lithological successions have created salt structures including salt withdrawal anticlines, salt pillows and diapirs (drape and onlap prospects) and salt overhangs (sub-salt prospects) in the GSL (Lavoie et al., 2009). These features disrupt the layering of the surrounding lithological successions and help for the formation of hydrocarbon traps. In the eastern Magdalen Basin, hundreds of salt structures have been estimated. The larger structure is a salt-dome of 200 km² in the vicinity of the Old Harry prospect (Lavoie et al., 2009) (Fig. 5A).

The GSL is surrounded by geological provinces different in mineralogical, geochemical and magnetic compositions (Loring and Nota, 1973). Thus, we can distinguish the Grenvillian metamorphic rocks of the Canadian Shield on the North Shore. characterized by high magnetic susceptibility, from the early Paleozoic sedimentary rocks of the Appalachians on the South Shore, Canadian Maritime Provinces and western Newfoundland coast definable thanks to the low magnetic susceptibility (Jaegle et al., 2015; Casse et al., 2017).

Based on previous studies, it has been established that the long-term grain-size, geochemical, mineralogical and magnetic variations recorded in the deglacial and Holocene sediments of the Gulf have been related to changes in detrital sediment supply, provenance and transport associated with climate variability and glacio-isostatic relative sea-level changes (Shaw et al., 2002, 2006; Stea et al., 2011; Casse et al, 2017).

2.3. Quaternary stratigraphy

The bathymetry of the GSL is marked by the Laurentian Channel resulting from Quaternary glacial erosion and deposition (Piper et al., 1990; Praeg et al. 1992; St-Onge et al., 2011). This feature (250-550 m deep) crosses the GSL from the eastern Canadian continental shelf to the mouth of the Saguenay Fjord near Tadoussac on 1 200 km and

contains successions of Quaternary sediments. These sediments are relicts of glacial and deglacial episodes of the Laurentide Ice Sheet (LIS), as well as postglacial sedimentation in the GSL since the Last Glacial maximum (LGM). Many subbottom profiler surveys performed in the GSL contributed to the identification of several subbottom profiler units in the Quaternary successions (*e.g.*, Loring and Nota, 1973; Syvitski and Praeg, 1989; Josenhans and Lehman, 1999; St-Onge et al., 2008; Duchesne et al., 2010) grouped here in three main chronostratigraphic units: (i) glacial-till and ice-contact sediments (Unit 1); (ii) proximal glaciomarine sediments (Unit 2) and (iii) distal and postglacial sediments (Unit 3).

The surface sediments are transported via the St. Lawrence River by processes such as continental freshwater discharge influenced by seasonal changes in rain and snow precipitation on the continent, atmospheric circulation, tidal currents, surface and bottom currents, wave energy and by the formation of sea ice (*e.g.*, Dionne, 1993; Saucier et al., 2003). Their distribution is characterized by fine-grained sediments (fine silts) in the deep central part of the Laurentian Channel whereas coarser-grained sediments (gravels, sands and, to a lesser proportion, fine silts) characterized slopes and adjacent shelves (Loring and Nota, 1973; Josenhans, 2007; Pinet et al., 2011).

3. MATERIAL AND METHODS

Sediment cores and geophysical data were acquired onboard the R/V Coriolis II in 2015. Five sites were sampled in the OHA where piston cores (PC), their companion trigger weight cores (TWC) and associated box cores (BC) were collected (Table 1, Fig. 5B). The study focusses on 3 of these sampling locations: station 01, corresponding to the location of the expected exploration oil well; station 04, acting as a reference point where seafloor sediments are undisturbed, and station 05 where a box core was retrieved in a pockmark.

Table 1. Location, water depth and length of sediment cores used in this study

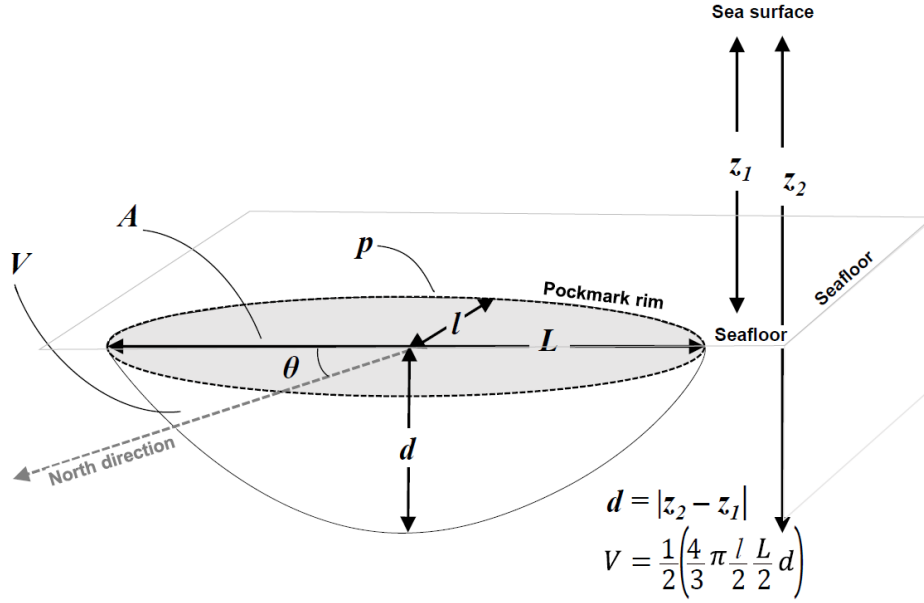
Core	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Water depth (m)	Length (m)
01BC/TWC/PC	48.05	60.38	470	0.47/2.71/6.04
04BC/TWC/PC	48.12	60.32	479	0.62/1.98/7.35
05BC	48.13	60.41	461	0.40

3.1. Geophysical data and processing

3.1.1. Multibeam

Multibeam survey were recorded on board R/V Coriolis II using a Kongsberg EM-2040 (200-400 kHz) acquire 230 km² of multibeam coverage of the study area between a water depth of 450 to 510 m. This system also allowed extracting backscatter intensities to produce reflectivity maps of the seafloor. Conductivity-temperature-depth (CTD) profiles, velocity profiles and tidal data were used to post-process the bathymetric data with the CARIS HIPS and SIPS software. During post-processing, values of the seafloor were

interpolated using a 5 x 5 cube filter and backscatter images were generated in CARIS. The final depth surface was exported from CARIS to the ArcGIS software to generate a 32-bit floating-point bathymetric grid of 5 x 5 m cells. Once imported in ArcGIS, the pockmarks were manually delineated using a polygon function and all their morphometric properties



were extracted (Fig. 6).

Figure 6. Schema of an individual pockmark as described in this study (modified from Andrews et al., 2010). A is the surface of the pockmarks (m^2), V is the volume (considered here as a half-ellipsoid), z_1 is the depth to the pockmark rim in m, z_2 is the seafloor depth in m, d is the pockmark depth in m, p is the perimeter in m, L is the length of the pockmark in m, W is the width of the pockmark in m and θ is the orientation in degrees, from the North (geographic)

3.1.2. Subbottom profiler

Subbottom profiler reflection data were acquired using a hull-mounted Edgetech 3300 subbottom profiling system (0.5-12 kHz) used with a centered frequency between 4.5 to 6 kHz. The data acquired are displayed and recorded using the Discover X-star 2.1 software. Tide, swell and seafloor manual picking were applied as corrections on those data using the Vista seismic processing package (Schlumberger). The processed subbottom profiler data were then integrated and analysed with the Kingdom Suite software (IHS).

The acoustic travel times were converted into depths by using an average subbottom profiler velocity of 1 500 m.s⁻¹ for the water column and in the Quaternary sedimentary deposits.

3.2. Core processing and analyses

3.2.1. CT-scan

All cores were passed through a computerized axial tomography scanner (CAT-Scan at INRS-ETE in Quebec City) to visualize sedimentary structures and to extract CT number profiles that primarily reflect changes in bulk density (*e.g.*, St-Onge and Long, 2009; Fortin et al., 2013).

3.2.2. Physical properties

On whole cores, low field volumetric magnetic susceptibility (k_{LF}) was first measured using a GEOTEK Multisensor Core Logger (MSCL) at 1 cm intervals. The cores were then split, opened, described and photographed. The analyzes were conducted with the MSCL to measure diffuse spectral reflectance with a Minolta CM-2600d spectrophotometer at 1 cm intervals. The spectral reflectance data are expressed in the CIE (International Commission on Illumination) L*, a*, b* color space which is often used in paleoceanography to derive information on sediment mineralogy (*e.g.*, St-Onge et al., 2007). Here we only use the a* values which are often associated to changes in the concentration of red minerals (*e.g.*, hematite).

3.2.3. Grain-size analysis

Grain-size measurements were performed using a Beckman-Coulter LS13320 laser diffraction particle size analyzer (detection range of 0.04-2000 μ m). Bulk sediments collected at 10 cm intervals in each core were added to a Calgon electrolytic solution (1% sodium hexametaphosphate) and mixed using an in-house rotator during 3 hours before analysis. The output data were computed using the GRADISTAT software for sediment

parameters to determine grain-size statistical data (*e.g.*, mean and sorting; Blott and Pye, 2001).

3.2.4. Radiocarbon dating

The chronologies of the composite sequences of cores 01 (PC, TWC) and 04 (PC, TWC) were determined using accelerator mass spectrometry (AMS). ^{14}C ages were obtained at the Keck Carbon Cycle AMS Facility, University of California (Irvine, USA) on 9 marine shell fragments (Table 2). The conventional ^{14}C ages were calibrated using the CALIB 7.1 software (Stuiver et al., 2017; <http://calib.org/calib/calib.html>) and the Marine13 dataset (Reimer et al. 2013). A standard marine reservoir of 400 yr ($\Delta R = 0$) was applied according to Barletta et al. (2010). The age-depth models for the composite cores 01 and 04 shown in Fig. 9 were built using in the R package BACON (Blaaw and Christen, 2013). To estimate the missing sediment from the top of the piston cores due to coring operations, we compared the box cores with the top of the trigger weight and piston cores using the physical parameters (a^* , k_{LF}) (see Annex I). These corrected depths were used in the age models.

Table 2. Radiocarbon ages in ^{14}C conventional and calibrated ages

Laboratory ID	Cores COR1503	Depth (cm)	Corrected depth (cm)	Dated material	AMS ^{14}C age (1σ) (yr BP)	Age ranges (cal. BP)	Median age* (2σ) (cal. BP)
UCIAMS-194471	01PC	130	171	Pelecypod shell fragments	$7\,850 \pm 20$	8 256 - 8 381	8 330
UCIAMS-194472	01PC	340	381	Pelecypod shell fragments	$10\,740 \pm 25$	12 012 - 12 386	12 160
UCIAMS-194473	01PC	566	607	Shell fragment	$13\,125 \pm 25$	15 033 - 15 288	15 160
UCIAMS-194477	01TWC	220	223	Pelecypod shell fragments	$8\,325 \pm 20$	8 785 - 8 985	8 910
UCIAMS-194474	04PC	120	139	Pelecypod shell fragments	$4\,455 \pm 15$	4 746 - 4 770	4 640
UCIAMS-194475	04PC	282	301	Pelecypod shell fragments	$8\,380 \pm 20$	8 894 - 9 053	8 980
UCIAMS-194476	04PC	360	379	Polychete tube fragments	$9\,085 \pm 20$	9 681 - 9 904	9 800
UCIAMS-194478	04PC	653	672	Shell fragment	$11\,090 \pm 20$	12 553-12 696	12 620
UCIAMS-194479	04TWC	20	21	Shell fragment	$1\,050 \pm 15$	561-660	630

*The ages were calibrated using the CALIB software (Stuiver et al., 2017) and the Marine13 calibration curve (Reimer et al. 2013) using a $\Delta R=0$

3.2.5. Bottom current data

Current data were recorded by a mooring of 4 acoustic Doppler current profilers (ADCPs), as well as 10 Temperature-Salinity sensors (CTD) at fixed depths deployed at Old Harry (47° 59.910 N; 60° 30.714 W) to collect long-time series of currents and physical properties of the water column (Fig. 5B). The mooring of ADCPs measured current velocities each hour at 4 m resolution over most of the water column. In this study, we used the data collected by the deepest ADCP to display current velocities and directions between 320 m and 420 m. The mooring provided data over approximatively eleven months from November 4, 2013 until October 21, 2014. The data quality control was completed on the ADCPs data and on the CTD data (Mélany Belzile; personal communication, 2015).

4. RESULTS

4.1. Chronostratigraphic framework

4.1.1. Seismostratigraphy units (results and interpretations)

In the study area, high-resolution subbottom profiler reflection profiles were interpreted and subdivided in three seismostratigraphy units as simplified from Josenhans and Lehman (1999). Based on the physical and acoustic properties of our data, the distinction of the units was made by focussing on visible high-amplitude reflections bounding them (Table 3).

Unit 1 is recognizable by a low-amplitude reflection and its lowermost boundary is similar to erosional truncation. This unit lies on an acoustic basement that could be assimilated as bedrock or till and differs from the above units because it is mainly composed of low and discontinuous amplitude with a reflection-free pattern. The basin-fill architecture varies in morphology, but never exceeds 15 m in thickness. Based on the results of Josenhans and Lehman (1999), we consider this unit to be mainly composed of till or ice-contact sediments (Fig. 7 and Table 3).

Unit 2 is bounded by high-amplitude continuous reflections that form an onlap drape located above the Unit 1. This unit is defined by continuous low-to-moderate amplitude sub-parallel reflections (Fig. 7). It is also characterized by a low thickness on all our subbottom profiler profiles (4 m max.). This unit is interpreted as glaciomarine sediments corresponding to ice-proximal stages of the LIS (Josenhans and Lehman, 1999).

Unit 3 is characterized by high-amplitude continuous reflections corresponding to the seafloor/sediments interface which is sometimes disturbed by the presence of pockmarks. This unit is acoustically semi-transparent with low-amplitude chaotic to weakly-stratified internal reflections occurring in the entire surveyed OHA. In this unit, the deposits are interpreted as distal glaciomarine and postglacial sediments where recent sediments mainly

coming from the St. Lawrence River continue to accumulate (Josenhans and Lehman, 1999). This unit is also subject to the action of currents. In cores, sediments are composed of highly bioturbated muds with many shell fragments and ice-rafted debris (IRD).

Table 3. Summary of the regional seismostratigraphy in the Laurentian Channel, in the Gulf of St. Lawrence,

Unit	Subbottom profiler sequence	Subbottom profiler Facies	Architecture	Sediment inferred	Maximum thickness (m)	Interpretations	References
3	Transparent continuous surface (high-amplitude reflection)	Discontinuous and low-amplitude to transparent	Sheet with pockmarks on the uppermost reflection	Mud with ice-rafted debris (IRD)	15	Glaciomarine (ice-distal) to postglacial sediments	Josenhans and Lehman (1999); Syvitski and Praeg (1989) and cores 01PC, 04PC
2	Onlap with succession of continuous high-amplitude reflections	Sub-parallel continuous low-to-moderate amplitude reflections	Sheet-drape	Fine-coarse layer	5	Glaciomarine (ice-proximal) mud with IRD	Josenhans and Lehman (1999); Syvitski and Praeg (1989) and core 01PC
1	Low-amplitude discontinuous (erosional truncation) reflection	Low-amplitude discontinuous and low-spacing with a reflection-free pattern	Basin-fill	Texturally variable*	< 15	Till - ice-contact sediments*	Josenhans and Lehman (1999); Syvitski and Praeg (1989)

in the Old Harry area

* textural interpretations based on Josenhans and Lehman (1999)

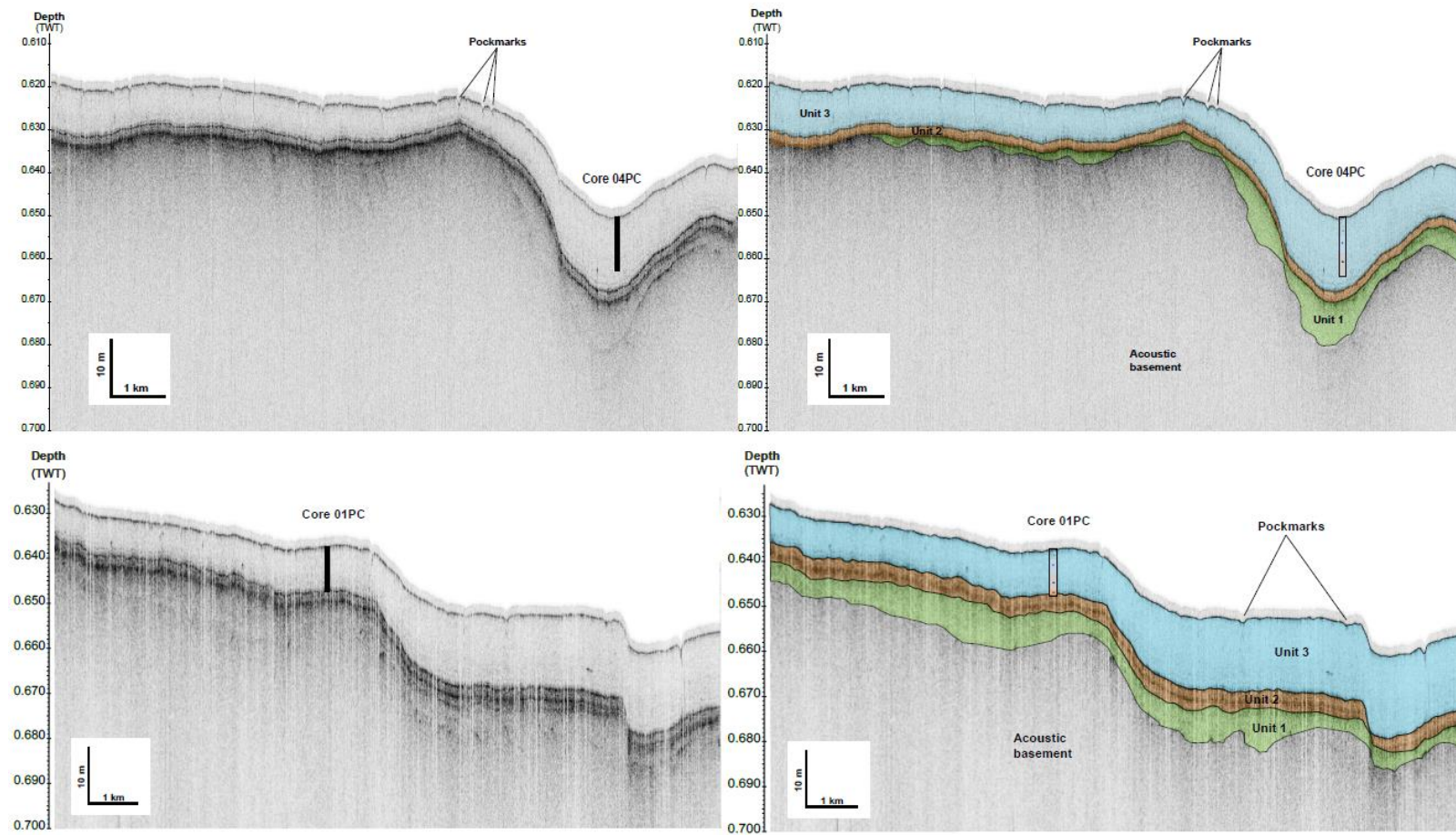


Figure 7. Subbottom profiler lines (uppermost: line 104, lowermost: line 110) before (left) and after interpretation (right) along with the sampling locations of cores 01PC and 04PC cores

4.1.2. Lithostratigraphic units

The sediment characteristics of cores 01PC and 04PC are described below according to CT-scan images, digital images, spectral reflectance (a^* values), magnetic properties (k_{LF}) and sediment grain-size (Fig.8).

The lowermost unit identified is dated between 15.2 and 14.5 cal. ka BP (Figs. 8A, 9). Indeed, this unit only visible in the 01PC is characterized by high a^* (from 4 to 8) and CT-number values (from 800 to 1 200 HU), and appears clearly on the digital image as red-brick colored-unit. The same trend is also visible on the grainsize analysis where this unit is mainly composed of coarse to fine silts and clayey silts with a mean grain-size up to 4.70 μm including IRD. Inversely, the magnetic susceptibility (k_{LF}) profiles present minima (down to 25×10^{-5} SI).

From 14.5 to 8.5 cal. ka BP, both cores 01PC and 04PC present the same lithological properties. The CT-number values (from 800 to 600 HU) and the mean grain-size values tend to slowly decrease until 8.5 cal. ka BP to become fine silt (3 μm). According to the a^* and k_{LF} values and the digital image, this unit can be divided in two (characterized in blue and grey on the Fig. 8). The lowermost one, between 14.5 and 11 cal. ka BP, is composed of dark greenish to reddish brown homogenous silty clays with IRD with the highest sedimentation rates observed in both cores ($\sim 70 \text{ cm.kyr}^{-1}$ in core 01PC and $\sim 100 \text{ cm.kyr}^{-1}$ in core 04PC; Fig. 8). The a^* values profile slowly decreases with minimum values and few upward variations. The k_{LF} profile presents variations with maximum values (up to 100×10^{-5} SI). Between 11 and 8.5 cal. ka BP, the sediments are composed of dark brownish grey, lightly bioturbated clayey silts to silty clays. Decreases are observable in sedimentation rates ($\sim 50 \text{ cm.kyr}^{-1}$ in core 01PC and $\sim 80 \text{ cm.kyr}^{-1}$ in core 04PC) and also in spectral reflectance (down to -2) and k_{LF} profiles with minimum values down to 25×10^{-5} SI.

From 8.5 cal. ka BP to present, sediments are composed of very coarse silts and the mean grain-size increased up to 5.60 μm . An abrupt decrease in the sedimentation rates is

visible on both cores ($\sim 20 \text{ cm.kyr}^{-1}$ in core 01PC and $\sim 30 \text{ cm.kyr}^{-1}$ in core 04PC; Figs. 8, 9). The a^* values present variations with a maximum value of 0 whereas k_{LF} is constant ($25 \times 10^{-5} \text{ SI}$).

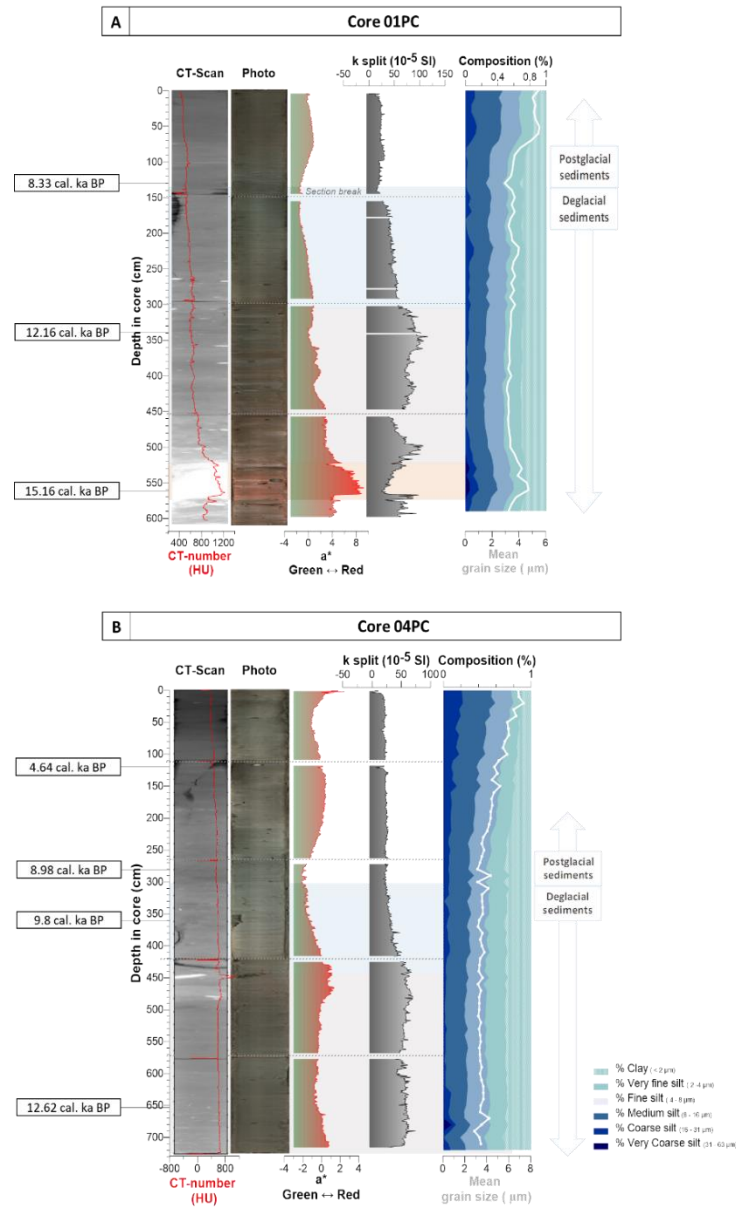


Figure 8. Sedimentological analysis for cores (A) 01PC and (B) 04PC, (left to right): CAT-scan images with the CT numbers, digital imaging, the diffuse spectral reflectance (a^*), the split-core magnetic susceptibility (k_{LF}), the mean grain-size and the clay and silt fractions. The calibrated radiocarbon ages of Table 2 are reported in the boxes

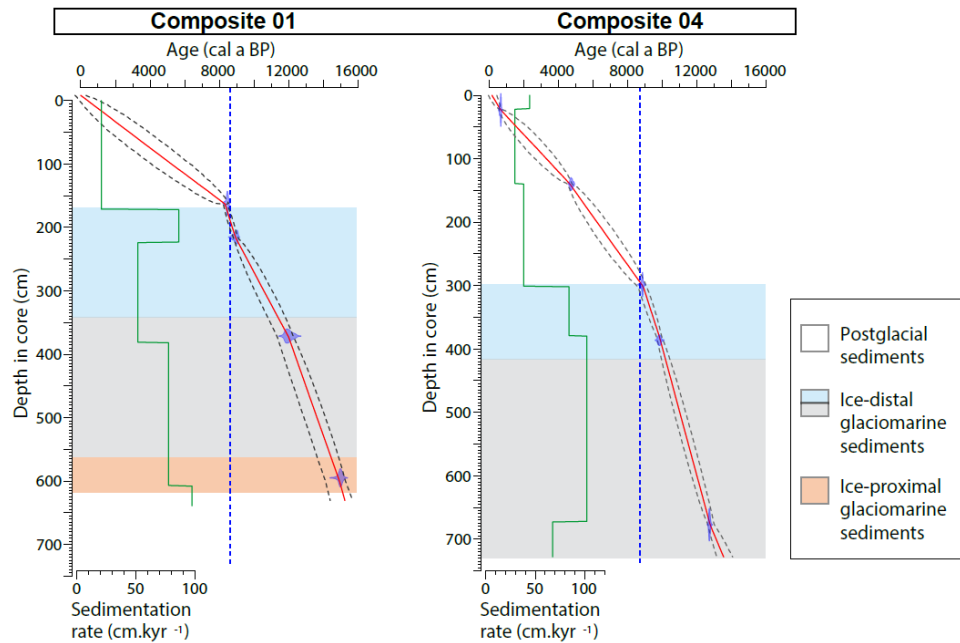


Figure 9. Age models for composite cores 01 and 04; the red line shows the best age model and the grey dashed lines represent the chronological uncertainties (95% confidence interval) with their sedimentation rates in green; the vertical blue dashed lines depict the major changes in the sedimentation rates around 8.5 cal. ka BP; the colored rectangles correspond to the lithostratigraphic units described in the text

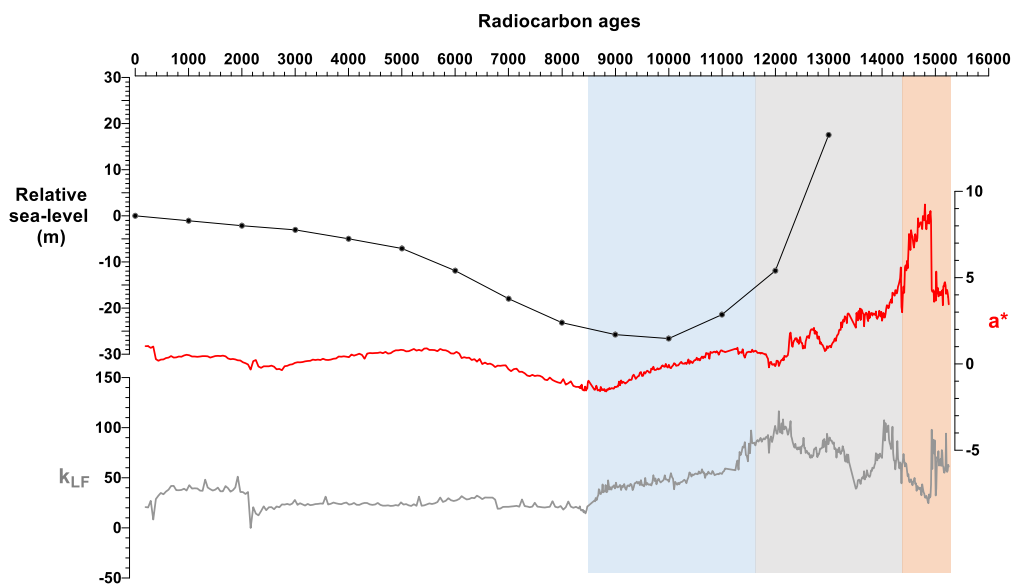


Figure 10. Relative sea-level plotted from Shaw et al., (2002) and Clark et al., (1978) at Port-au-Port (closest point to Old Harry) with a^* and k_{LF} values of the composite core 01

As an exception, the box core 05BC retrieved in a pockmark and representing shallow surficial sediments (~30 cm deep) reflects how different the lithology in a pockmark is compared to Laurentian Channel sediments sampled outside pockmarks. The sediments in the pockmark present high variations of the CT-numbers (from 400 to 800 HU), IRD, silts and a carbonate concretion (Fig. 11).

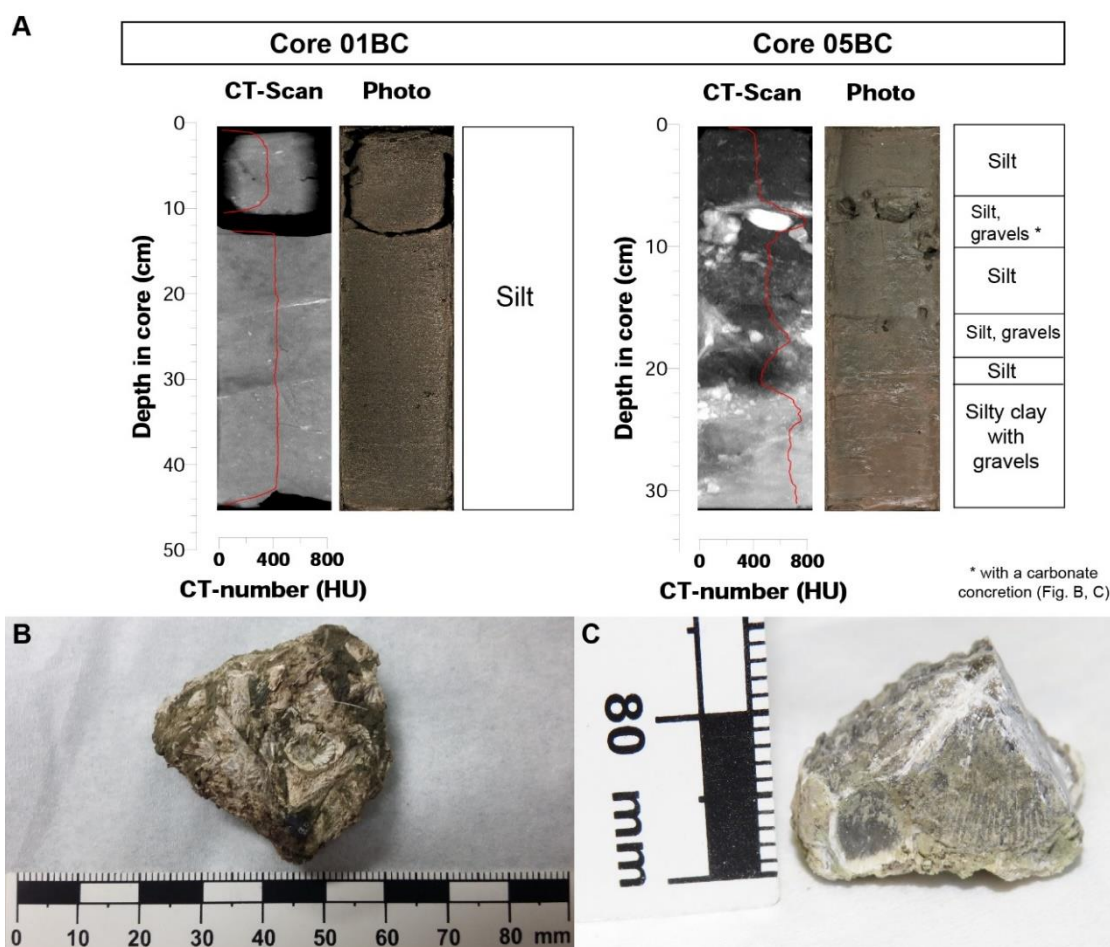


Figure 11. **A.** Comparison between box cores sampled in a pockmark (05BC) and a reference core (01BC) collected outside a pockmark; **B.** Carbonate concretion found in core 05BC, typical of areas where methane is generated and **C.** One sample of the same carbonate concretion of (B)

4.2. Morphology and distribution of pockmarks

4.2.1. Pockmark morphometry

The Old Harry study area multibeam coverage revealed 3 067 pockmarks (~ 13 pockmarks.km⁻²), but the actual number is probably higher due to the resolution of the multibeam data and the manual delineation. It is important to note that the study area is geographically constrained by the multibeam coverage, consequently, we suppose that many pockmarks exist around the surveyed area, but were not counted and described here (Fig. 12A).

The sediments at the surface of the seafloor is mainly composed of cohesive sediments from coarse to clayey silts. The seafloor acoustic backscatter data in the study area has values ranging from -14 to -35 dB. The backscatter exposed high intensity sediments in the center of the pockmarks (close to -14 dB whereas typical values are between -20 and -25 dB) unveiling the presence of indurated and/or coarser material (Fig. 13B). The core 05BC sampled in a pockmark revealed a lithostratigraphy with coarser sediments and a carbonate concretion (Fig. 11) probably responsible of the high backscatter values in the pockmarks.

All the morphometric features of the pockmarks are illustrated on the Fig. 6 and are summarized in Table 4 (see Annex II). The lengths and widths vary from 8 to 166.8 m averaging 37.6 ± 14 m and from 4.1 to 57.3 m averaging 21.3 ± 6.6 m, respectively. Their relief is shallow with a mean of 4 m (± 1.5) and fluctuates from a depth of 0.7 to 11.3 m. The maximum perimeter reaches 771.4 m, but the mean value is 194.3 m (± 63.7 m). High standard deviation ($1\,777.9$ m²) in the surface area parameter indicates high density of pockmarks in the field. Pockmarks range from 159.7 m² to 21 218 m² and average 2 709.2 m². With a cumulative area of 8.3 km² on the total surface area (230 km²), the pockmarks occupy 3.6 % of the OHA. The aspect ratios indicate typical elliptical features ($W/L = 0 - 0.6$. 56 %), whereas only a few present circular shapes ($W/L = 0.6 - 1$. 44 %).

The cumulative volume of each pockmark (considered as half-ellipsoids) represents a total of $\sim 6.10^6 \text{ m}^3$ ($6\,247\,026 \text{ m}^3$). This is equivalent to $2.7 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ ($27\,161 \text{ m}^3$) per square kilometer. Due to their preferential elliptical shape, the pockmarks are oriented. Along a NW-SE axis averaging $326.8^\circ \text{N} \pm 28.7^\circ$.

Table 4. Statistics for the $n = 3067$ pockmarks: seafloor depth (z_2), depth to pockmark rim (z_1) pockmark depth (d), perimeter (p), length (L), width (I), orientation (θ), area (A), volume (V) and the elliptical ratio (W/L).

Parameters	Min	Max	Mean	Median	Standard deviation
Depth to pockmark rim (z_1) (m)	454.9	492.9	471.3	474.3	8.7
Seafloor depth (z_2) (m)	457.9	501.3	475.3	470.4	9.5
Pockmark depth (d) (m)	0.7	11.3	4.0	3.9	1.5
Length (L) (m)	8.1	166.8	37.6	36	14
Width (I) (m)	4.1	57.3	21.3	20.5	6.6
Orientation (θ) ($^\circ$)	202	381.8	326.8	332.2	28.7
Perimeter (p) (m)	50.3	771.4	194.3	186.8	63.7
Area (A) (m^2)	159.7	21\,218.5	2\,709.2	2\,310.7	1\,777.9
Volume (V) (m^3)	23.3	37\,134.8	2\,036.9	1\,460.9	2\,048.9
Elliptical ratio (W/L)	0.1	1	0.6	0.6	0.2

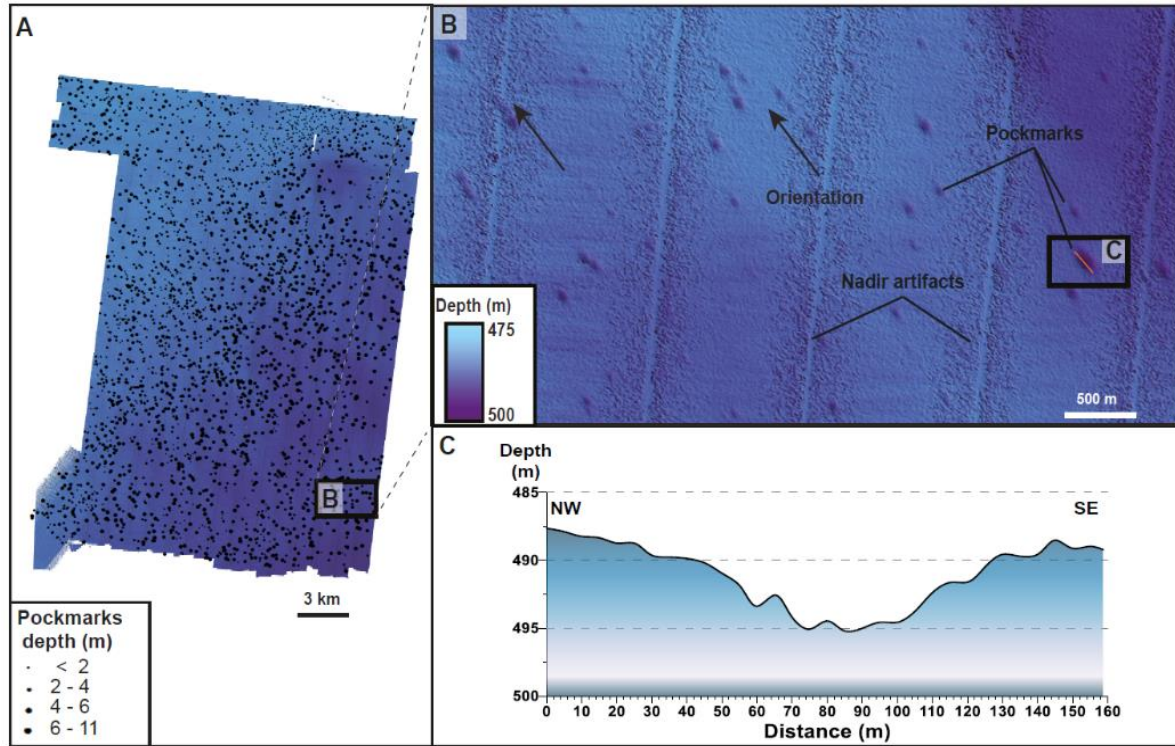


Figure 12. **A.** Bathymetric map of the Old Harry area with the 3067 pockmarks (black points). The size of the black points is proportional with the pockmarks depth (d); **B.** Zoom of the bathymetric map where we can see pockmarks and their orientations; **C.** Depth profile of one randomly selected pockmark. Its morphometry is similar to the general trend, shallow (~ 6 m deep), very elongated (~ 130 m length) and with a NW-SE orientation

4.2.2. Pockmark distribution

Pockmarks occupy 230 km², which is equal to 3.61 % of the total surveyed area. Even if the density of the pockmarks is around 13 pockmarks per square kilometer, they are not uniformly distributed (Fig. 13C). We tried to find out if there is a preferential pattern within the surveyed OHA. First, correlation coefficients between the morphometric parameters have been computed. They presented no clear correlations (Fig. 13A). Second, the average nearest neighbor method has been used to see if the pockmark distribution was clustered. The distance of each centroid of each pockmark between each other were calculated and averaged for the closest pockmarks. Then, the averaged distance is compared to a hypothetical random distribution within the same area. The ratio of observed/expected average distance for the study area is 0.90 with a p-value inferior to 0.0001, resulting in a clustered pattern (Fig. 13C).

Finally, the Kernel density was also used to geographically identify the most concentrated areas. On Fig. 13C, we discerned a high-density zone (> 30 pockmarks.km⁻²) on the northeastern part of the OHA. This zone comprises a series of shallower (< 2 m) and smaller pockmarks. In addition, this area also presents a high backscatter intensity even around the pockmarks (~ 20 dB compared to ~ 30 dB elsewhere).

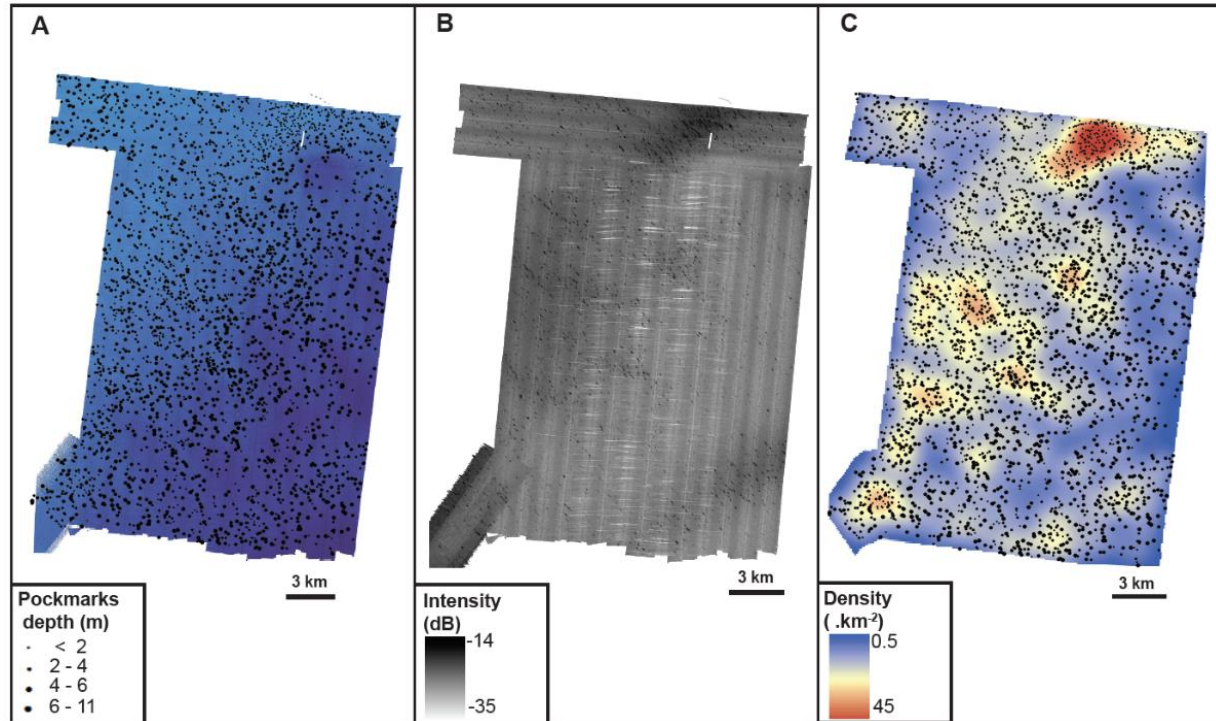


Figure 13. **A.** Bathymetric map of the Old Harry area with the 3067 pockmarks (black points); the size of the black points is proportional with the pockmarks depth (d); **B.** Backscatter image of the Old Harry area; **C.** View of the density (Kernel) of pockmarks in the Old Harry

4.3. Acoustic anomalies

4.3.1. Acoustic blanking

The vertical acoustic blanking appears as patches of 1 to 5 m vertically and around 50 m horizontally. Recognisable because they distort the bounding reflections of the seismostratigraphy units, they mainly distort the reflection within and bounding the Unit 2 (Figs. 14, 15). In marine sediments, they appear as consequence of the fluid migration due to the absorption of the energy of the acoustic signal by gas-charged sediments (Shroot and Schüttenhelm, 2003; Løseth et al., 2009; Ostanin et al., 2013). The up-doming caused above these blanking zones suggests a possible remobilization of the sediments by disturbing the sedimentary layering. These features are widespread in Unit 2 where the high amplitude reflections are marked by abrupt changes in their morphologies forming little wipe-out or dome-shaped reflections (Figs. 14, 15). Other pockmarked areas present the same acoustic anomalies such as in the Gulf of Maine (Passamaquoddy Bay or the Belfast Bay, Rogers et al., 2006; Brothers et al., 2012). In these similar cases, the acoustic blanking occurs at the interface between Pleistocene and Holocene sediments.

4.3.2. Enhanced reflections

The enhanced reflections (Judd and Hovland, 1992) visible on the subbottom profiler data look like segments of high amplitude subbottom profiler reflections with abrupt terminations. They appear just beneath pockmark depressions and close to the acoustic blanking described above (Figs. 14, 15). Indeed, these acoustic features are mostly caused by the accumulation of saturated gas in porous marine sediments. The gas decreases the P-wave velocities and accentuates the contrast of acoustic impedance which leads to the formation of an unusual high amplitude reflection at the top of the gas (Judd et Hovland, 1992; Løseth et al., 2009; Roy et al., 2016). Consequently, enhanced reflections seen at the study area could be the result of the decrease of the acoustic impedance at the top of the gas-charged sediments. However, it is also possible that these reflections are generated by

the presence of coarser sediments. Many studies present these anomalies mostly visible at the glaciomarine and Holocene transition (Rogers et al., 2006; Brothers et al., 2012). For instance, in a pockmarked field in the Patras Gulf (Greece), Hasiotis et al. (1996) suggested that the high-water content in the Holocene sediments could restrain upward gas migration, thus increasing enhanced reflections.

4.3.3. Acoustic turbid zones (beneath pockmarks)

Acoustic turbid zones are characterized by chaotic blurred high-amplitude reflections resembling dark vertical marks. They have been observed on the acoustic data (essentially in Unit 3) because they extend vertically (2 – 5 m) beneath pockmark depressions (Figs. 14, 15). They are the result of diffusion of the acoustic energy by interstitial gas bubbles trapped in sediment pores (Schubel, 1974). Acoustic turbid zones have been observed in many places such as in Grønfjorden (Spitsbergen) or in the Patras Gulf (Greece) (Roy et al., 2016; Hasiotis et al., 1996). It seems that in the OHA, these acoustic turbid zones are the result of gas-charged sediments (with low-acoustic velocity) beneath pockmark depressions. Nevertheless, it could also be a result of an acoustic focusing due to the resonance of the acoustic signal within the cavity of the pockmarks.

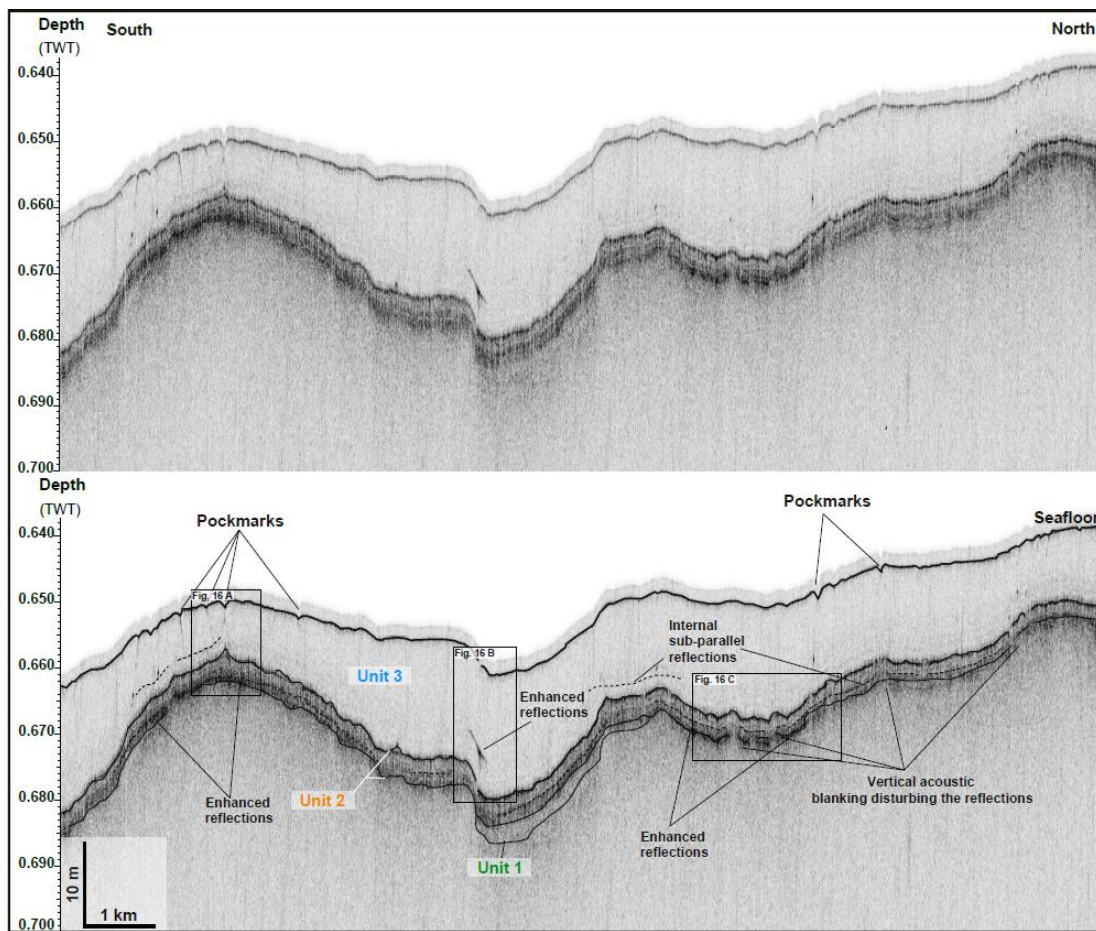


Figure 14. Seismo-stratigraphic units identified on the sub-bottom acoustic data of the line 102 in the Old Harry area; upper panel: uninterpreted profile, lower panel: interpreted profile

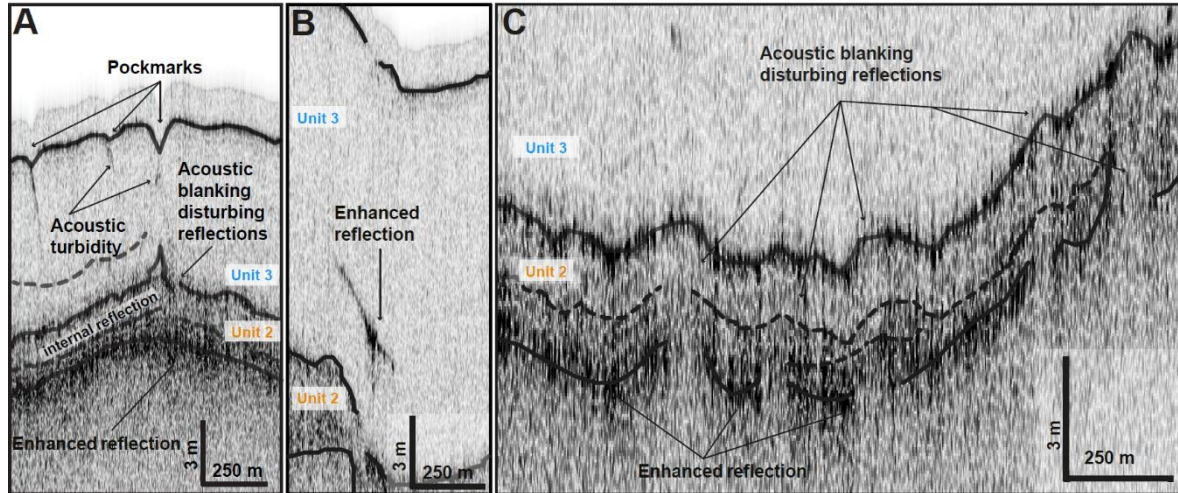


Figure 15. Examples of acoustic anomalies and their respective potential interpretations are illustrated in figures A, B, C: **A.** Acoustic turbidity beneath pockmarks (free bubbles within sediment pores); **B.** Enhanced reflections (gas accumulation) and **C.** Vertical acoustic blanking disturbing reflectors (seismic/gas chimneys)

4.4. Bottom currents

We present the orientations and the intensity of the measured bottom currents at OHA at 4 deepest depths: 400, 417, 420 and 425 m (Fig. 16). The differences in intensities and velocities are very similar between those 4 depths. Consequently, we assume that the intensity of the bottom currents at 425 m are constant below 425 m. The general trend shows a general NW-SE direction for the currents which correlates well with the orientation of the pockmarks ($\sim 326^\circ\text{N}$). Intensities of the currents are comprised between 0.1 and 0.2 cm.s^{-1} . The two directions of the bottom currents are maybe due to the location of the ADCPs mooring of Old Harry at the frontier of the entrant northward mean current along the Nova Scotia and the southward mean current along Newfoundland (Wu and Tang, 2011; Bourgault, *personal communication*).

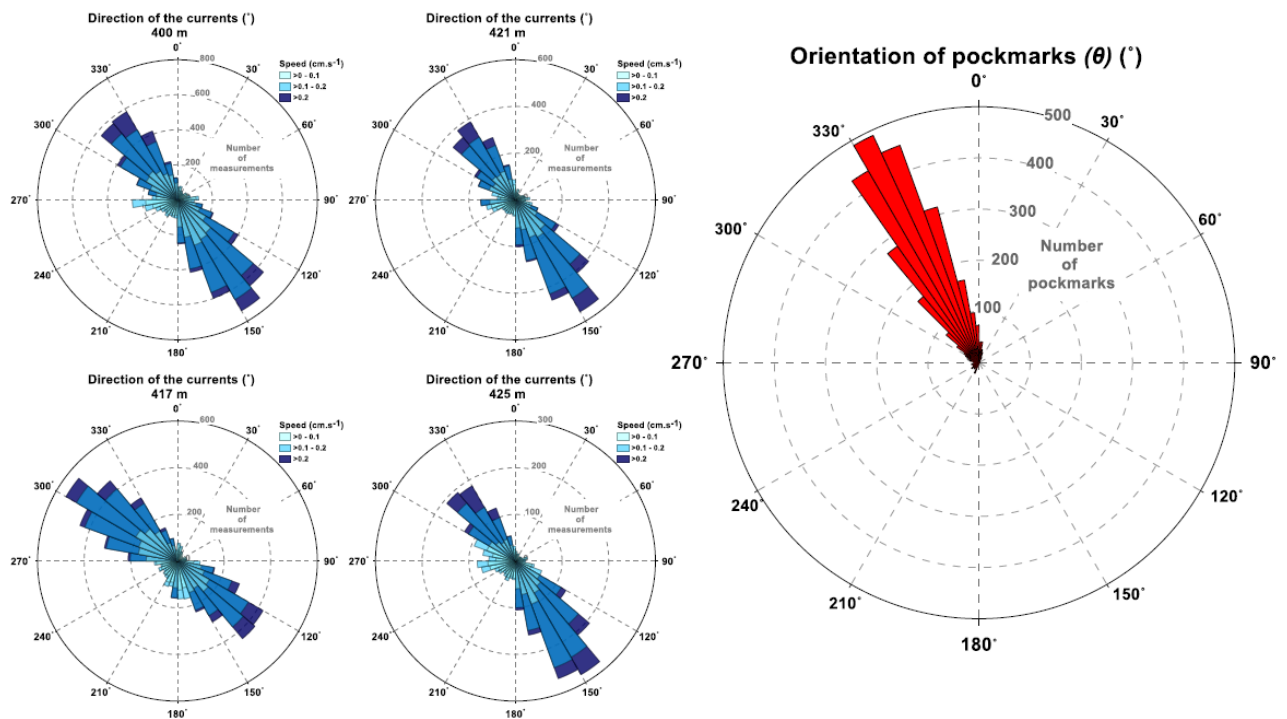


Figure 16. Bottom currents from the ADCP (in number of measurements) acquired from November 4, 2013 until October 21, 2014, are oriented in the same direction as the pockmarks

5. DISCUSSION

5.1. Chronostratigraphic framework of the Old Harry area

The first part of this study was devoted to the identification of the chronostratigraphic context in which the pockmarks formed at OHA. The combination of subbottom profiler surveys with the physical properties of the sedimentary cores (particle size, density, radiocarbon dating) help to establish the sedimentary facies by positioning the 01PC and 04PC cores on the subbottom profiler data (Fig. 7). Thus, details were gained about the nature and texture of shallow sediments. The sedimentary context is closely related to the history of the retreat of the LIS since the LGM (Loring and Nota, 1973). The seismostratigraphy presents three distinct subbottom profiler units similar to those described by Josenhans and Lehman (1999): the glacial till consisting mainly of sediments compressed by the glacier, so-called contact sediments or till forms Unit 1; the proximal glaciomarine sediments deposited by the rapid retreat of the LIS constitute the Unit 2 and finally, the distal and postglacial glaciomarine sediments define Unit 3. Among the three subbottom profiler units, only Units 2 and 3 were found in the two sediment cores 01PC and 04PC.

At the base of core 01PC, we find the proximal red glaciomarine unit dated between ~ 15.2 and 14.5 cal. ka BP and containing fine to coarse sediments with IRD, high density (CT-number greater than 800 HU), and intense red-brick color that stands out from the rest of the core. This proximal red glaciomarine unit corresponds to the rapid withdrawal of the LIS between 16.8 and 14.8 cal. ka BP, as documented in deglaciation models (Shaw et al., 2002, 2006; Rémillard et al., 2016). The rapid melting of the LIS in the Gulf area resulted in the formation of icebergs and a rise in sea level (> 100 m) (Shaw et al., 2002, 2006) (Fig. 10). We hypothesize that such environmental conditions promoted an intensification of the erosion on the Paleozoic sedimentary rocks of the Appalachians province outcropping in the Maritime Provinces and western Newfoundland coast, and therefore, a larger sediment supply from these areas. Note that these Paleozoic rocks are rich in quartz, phyllosilicates

and hematite (which imparts a reddish hue to sediments; Casse et al., 2017). According to its depth and density, it seems that this unit corresponds acoustically to the high-amplitude reflection at the interface between the top of subbottom profiler Unit 2 and the base Unit 3. This reflection appears frequently disturbed by acoustic blanks interpreted as the results of the upward migration of gas at the origin of the formation of pockmarks visible at the top of Unit 3 or on the seabed. These subbottom profiler anomalies are recognizable by the disturbance of the linear and continuous aspect of all the reflections present in Unit 2.

Subbottom profiler Unit 3 is subdivided into two lithostratigraphic units. At its base is the glaciomarine distal unit (14.5 - 8.5 cal. ka BP) at its upper part, the postglacial unit (8.5 cal. ka BP to present). Present in cores 01PC and 04PC, these units contain mainly fine sediments of gray-olive clayey silts. The distinction between these two lithostratigraphic units depends mainly on a clear grain-size increase (from 3 to 6 μm) and a significant decrease in sedimentation rates before ($\sim 80 \text{ cm.kyr}^{-1}$) and after ($\sim 30 \text{ cm.kyr}^{-1}$) 8.5 cal. ka BP. These variations echo the results recorded in the Estuary and the Gulf of St.-Lawrence (EGSL) (St-Onge et al., 2003; Barletta et al., 2010; Casse et al., 2017). Associated with a reduction in the sediment supply from the LIS because of the rerouting of meltwater originally in the EGSL to Hudson Bay and Hudson Strait, this diversion is attributed to the catastrophic drainage of the Agassiz-Ojibway glacial lake at 8.47 cal. ka BP (Barber et al., 1999; Lajeunesse and St-Onge 2008). In response to this event, the sedimentary regime initially controlled by the LIS meltwaters is then dominated by glacio-isostatic changes in relative sea level (Casse et al., 2017). In contrast with this general sediment dynamics regime, the overview of shallow surface sediments within a pockmark brought by the core 05BC present a much different lithology with the presence of IRD and a carbonate concretion, most probably related to the pockmark activity (Fig. 11).

5.2. The morphometric parameters of pockmarks: clues on their formation processes

For the first time in the deeper part of the GSL, a precise characterization of the pockmarks was performed. Their morphometric properties are similar in size to the estuarine pockmarks previously observed (Bolduc et al., 2008; Pinet et al., 2008; Lavoie et al., 2010). For each parameter (pockmark depth, area, perimeter, major/minor axis, etc.), most of the pockmarks are close to the median value (see Annex II). This suggests that all the pockmarks have been formed by the same mechanism.

Although the timing of their formation is still difficult to assess, the morphological values help to characterize the way these structures were formed. Two theories are considered, one suggesting the pockmarks result from a short-lived event (*e.g.*, Gaffeira et al., 2012), and one suggesting the possible combination of long past and active venting (*e.g.*, Pinet et al., 2009). Our case favours the second option because: 1) the variability of their elliptical shapes values (W/L) could attest to different degrees of preservation and then different ages of formation, 2) the high backscatter values observed within most of the pockmarks indicate that these structures are not buried by recent sediments and could reflect possible active or recent venting.

In addition, the high backscatter values within the pockmarks and the lack of buried pockmarks in the underlying units also imply that they result from recent venting and/or the presence of coarser materials such as carbonate concretions observed in core 05BC (Fig. 11) and elsewhere in the St. Lawrence Estuary (Pinet et al., 2009; Lavoie et al., 2010).

The bottom currents could also play a role on these structures after their formation through different phenomena: (1) by creating a circulation along the pockmarks rims, thus resuspending the sediments which will then be dispersed by bottom currents; (2) by preventing any sedimentation in the cavity of the pockmarks, thus maintaining their depths even if it is no longer active (Gafeira et al., 2012; Fandel et al., 2017). Indeed, measurements of bottom currents acquired from the OHA ADCPs mooring over a period of

about 11 months, demonstrate that bottom currents mainly flow in the same northwesterly-southeasterly orientation, similar to the pockmarks orientation. Thus, bottom currents would act as the main driving force behind the dispersion of resuspended sediments. Overall, these results suggest that: (1) the elliptical shapes of the pockmarks are acquired during their formation (Fig. 16), and (2) seabed currents could maintain the non-infill of sediments in the pockmarks and then, secondly act to preserve their shapes after their formations (Fandel et al., 2017).

5.3. Are the pockmarks active?

Without direct observations of fluid expulsion directly on the seafloor or in the water column, it is currently impossible to estimate with certainty that the pockmarks in the OHA are active. Moreover, the measurements of methane close to the OHA highlight concentrations which do not exceed 10 nM (Fig.17; Li et al., 2018). In others studies of active pockmarks in the EGSL, the concentrations reach several hundreds of nanomolar (*e.g.*, Pinet et al, 2008). However, the high volume of displaced sediments during their formation ($2.7 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$) suggests that a significant flux of fluid and/or gas took place (Yun et al., 1999; Moss et al., 2012; Szpak et al., 2015). Therefore, we hypothesize that the pockmarks might have been active in the past and/or still venting. Direct observations with cameras and new multibeam echosounder data from the water column would be necessary to assess their present activity.

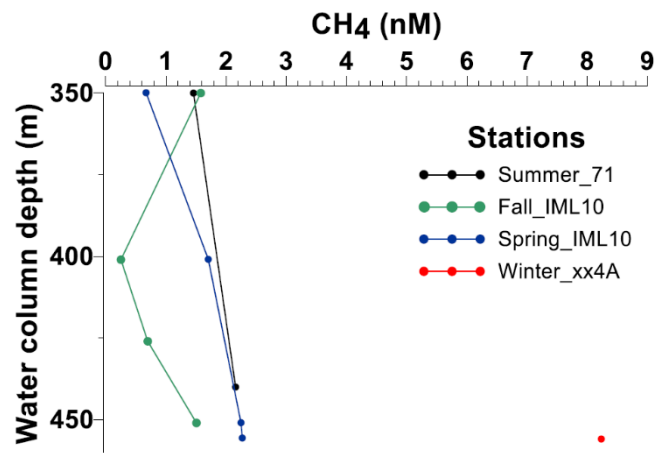


Figure 17. Methane profiles around the OHA demonstrating low methane concentrations at the bottom (< 10 nM) (Li et al., 2018)

5.4. Distribution of the pockmarks and gas migration

Studying the geographical distribution of the pockmarks may provide clues on the origin of fluids/gas (Judd and Hovland, 2009). Indeed, non-random distribution is attributed to focused fluid flow migration via conduits (Gay et al., 2006a,b; Maia et al., 2015). At the OHA, the distribution of the pockmarks analysed by the Kernel density function indicates clusters, especially in the northeastern part of the multibeam coverage (Fig. 13C). This suggests that there is a link between subsurface structures of gas migration and pockmarks. Unfortunately, the penetration provided by the subbottom profiler used in this study is insufficient to image deeper structures of gas migration such as entire seismic chimneys, or the root of the leakage zone. Moreover, there is no correlation between their morphometric parameters and the Holocene sediments thickness which could influence their distribution.

However, the subbottom profiler data revealed subbottom anomalies (such as enhanced reflections, acoustic turbid zones and vertical blanking) which are typical evidence of the presence of shallow gas migration in marine sediments (Figs. 14, 15). These shallow acoustic expressions are widespread in many pockmark fields worldwide (Judd and Hovland, 2009; Roy et al., 2016), even in the GSL (Fader, 1991). In the St. Lawrence Estuary, Pinet et al. (2009) highlighted sub-horizontal high-amplitude subbottom profiler anomalies which could represent shallow gas reservoirs in the Quaternary successions and may be associated with effective Darcy flow and/or diffusion through specific porous sedimentary units. This phenomenon, well described by Løseth et al. (2009), is assimilated as a one of the mechanisms controlling the fluids/gas migration. Our data suggest similarities by presenting horizontal enhanced reflections essentially observed along the subbottom profiler Unit 2. This unit presents a succession of high- and low-amplitude reflections, which could be interpreted as variations in sediments composition, density and/or grain-size with respectively low and high permeability allowing the entrapment of gas (Løseth et al., 2009; Figs. 11, 14, 15). Additionally, this unit presents many acoustic blanking, which express vertical fluid flow migration as previously observed

in other studies (*e.g.*, Pinet et al., 2009; Roy et al., 2016). The deformities generated suggest that the gas is coming from a deeper source than Units 1 and 2. In the St. Lawrence Estuary, Pinet et al., (2009) observed vertical seismic chimneys which clearly root into the top of the Paleozoic succession. They have been interpreted as vertical pathways used by the fluids coming from the St. Lawrence Platform and not from the Quaternary succession. These seeps led to a characteristic string distribution of “pockmark train” directly due to focused fluids flow along a geologic feature (Pinet et al., 2009). Consequently, even if Old Harry’s pockmarks do not present a clear distribution as seen in the Estuary nor visible structures such as faults, the acoustic blanking caused by deeper upward gas migration and the cluster distribution could suggest that deep fracturing also occurs.

In this context, we assume that the pockmark field above the Old Harry hydrocarbon prospect formed near a salt dome (Lavoie et al., 2009; Sejourné and Malo, 2015) primary acts in favor of a salt tectonic activity responsible of fracturing pathways for gas migration coming from deep hydrocarbon reservoirs (Fig. 5A). This combination between hydrocarbon reservoirs and salt structures (*e.g.*, domes) has been documented in other areas (*e.g.*, in lower Congo Basin, Wenau et al., 2017; on the upper Atlantic margin of Southeast Brazil, De Mahiques et al., 2017). Other possible mechanisms may be responsible for the release of fluids leading to the formation of pockmark, such as seismicity (Judd and Hovland, 2009), relative sea level falls (Riboulot et al., 2014) and tides (Rollet et al., 2006). However, the GSL is not well-known for the occurrence of strong earthquakes (Kanao et al., 2014; EarthquakesCanada.ca). On the other hand, the tidal range of the Gulf is comprised between 0.2 and 0.5 m (Koutitonsky and Bugden, 1991), which at more than 450 m depth represents a weak hydrostatic pressure variation of the water column on the seafloor. For instance, Judd and Hovland (2007) assert that in the North Sea, a 2 m tidal range represents a negligible pressure variation at 150 m depth, whereas pockmark fields located in shallow areas are more affected by the tide cycles. Decrease in the relative sea-level (*e.g.*, during glacial conditions) lead to a fall of the hydrostatic interstitial pressure into the sediment causing gas release (Lafuauenza et al., 2009; Judd and Hovland, 2009; Riboulot et al., 2014). However, since 10 cal. ka BP, the relative sea-level around OHA

presents a progressive increase (Fig. 10) and could not be responsible for the expulsion of fluids as the increase in hydrostatic pressure is likely to inhibit fluid flow (Judd and Hovland, 2009).

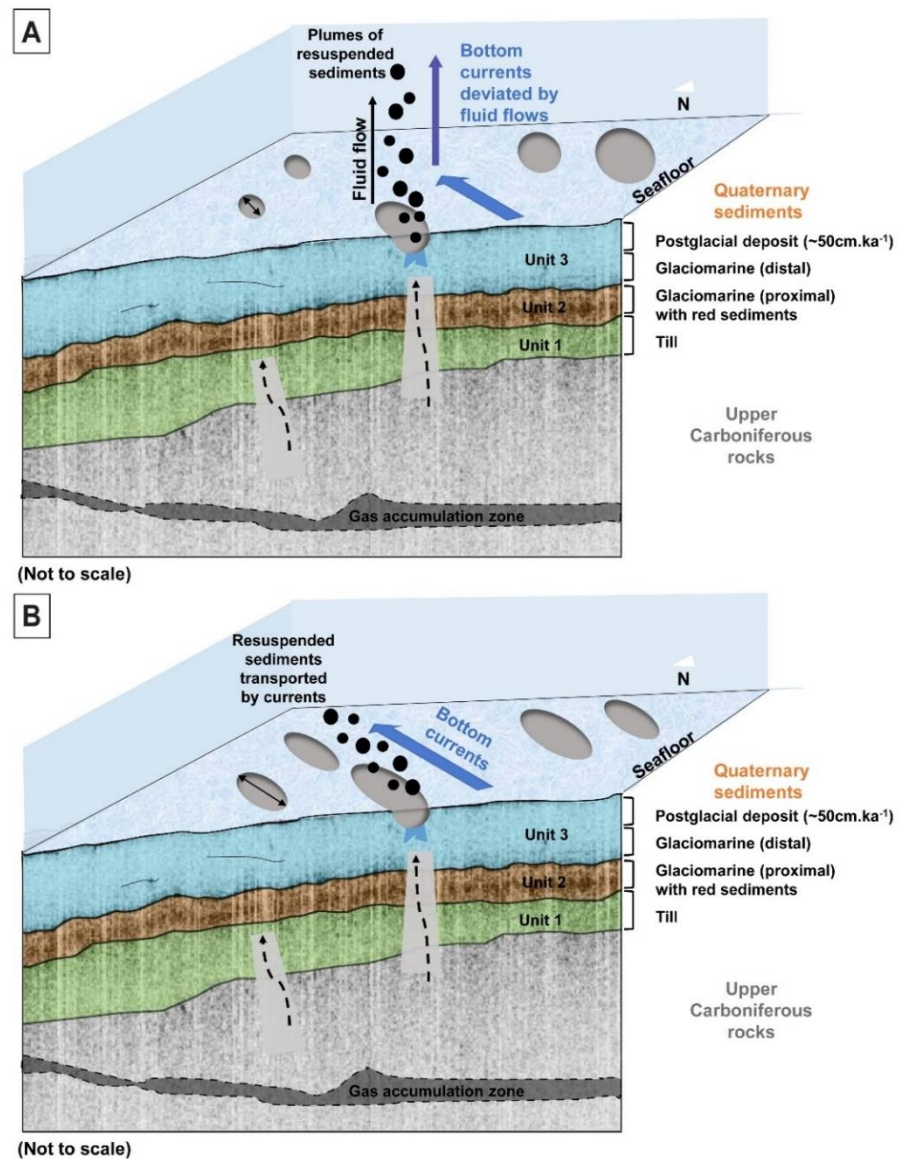


Figure 18. Conceptual model illustrating how fluid migrates through pathways across the Upper Carboniferous rocks and the deglacial stratigraphy of marine sediments of the Gulf of St. Lawrence until the formation of the pockmarks; the combination of the degassing and (A) the bottom currents (B) are responsible for the general trend in the orientation of the pockmarks in this area

6. CONCLUSION

The geophysical and sedimentological approach performed at the OHA presented in this paper highlights the presence and formation of pockmarks, as well as the evolution of the sedimentary processes and the chronostratigraphy in the OHA since the last deglaciation.

Three chronostratigraphic units have been identified: the glacial till mainly composed of till and ice-contact sediments (Unit 1); the ice-proximal glaciomarine sediments unit (Unit 2) and the ice-distal glaciomarine and postglacial sediments (Unit 3). According to physical, magnetic and grain-size results of our sedimentary cores, three lithostratigraphic units have been distinguished within the Units 2 and 3 : (i) the red ice-proximal glaciomarine unit (~15.2-14.5 cal. ka BP); (ii) the ice-distal glaciomarine unit (14.5 – 8.5 cal. ka BP); (iii) the postglacial unit (from 8.5 cal. ka BP to present).

In this stratigraphic context, the multibeam and subbottom profiler coverage of the OHA revealed a pockmark field (~ 13 pockmarks.km⁻²) with the following characteristics and key findings:

(i) 3067 pockmarks have been mapped in the OHA. They generally form decimeter-long and shallow (~ 4 m deep) ellipsoid depressions that are oriented NW-SE on the seafloor;

(ii) The direction of bottom currents measured during one year exhibits the same NW-SE orientation as the pockmarks. They are presumed as the main factors responsible for the orientation of the pockmarks during their formation and maybe after, thanks to transport of resuspended sediments during degassing and by forming circulation-cells within the pockmarks;

(iii) Spatial analysis (Kernel density) highlights an ununiformed distribution with a concentrated zone (~ 40 pockmarks.km⁻²) in the North-Eastern area of the multibeam

coverage. No relationship was found between the Holocene sediment thickness and nature and their distribution, suggesting that it might be related to deeper geological structures;

(iv) Subbottom profiler anomalies in shallow sediments such as enhanced reflections, vertical acoustic blanking and acoustic turbid zones represent key elements supporting the presence of gas and gas migration;

(v) The very low methane concentrations display no concrete evidence of current active degassing in the OHA. However, direct observations have not yet been carried out in this area.

To clearly define the source of the gas and to determine if some of the pockmarks are presently active, a new survey using a lower frequency seismic reflection source, as well as multibeam echosounding in the water column are required. Geochemical analysis of interstitial waters could bring further indications on the composition (nature of the fluid) and the source (microbial *vs.* thermogenic) of the fluids. A significant enlargement of the bathymetric coverage of the OHA pockmarks field would be necessary to complete the mapping of the distribution of the vents in the GSL.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded by CRSNG Discovery and Ship Time (D. Bourgault et al.) grants to G. St-Onge and J.-C. Montero-Serrano. We sincerely thank the captain, crew and scientific participants of the COR1503 expedition on board the R/V Coriolis II. We are grateful for Noela Sanchez for her help with the multibeam data processing, Huixiang Xie and Yijie Li for the access to their methane data and to Daniel Bourgault for the ADCPs current data. We are also thankful to Marie-Pier St-Onge, Quentin Beauvais, Claude Belzile, Mathieu Babin and Marie-Ève Anglehart for their help in the laboratory at UQAR-ISMER and to Melany Belzile for the tide correction algorithm. The use of the VISTA Desktop Subbottom profiler Data Processing and Kingdom Suite® software was made possible by Schlumberger and IHS through university partnership programs.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les nouveautés apportées par le projet

Ce projet de maîtrise présente une approche pluridisciplinaire mêlant l'analyse de carottes sédimentaires et l'étude de données géophysiques en provenance de la zone du prospect Old Harry. Les données ont été recueillies en 2015 au cours de la mission COR1503 à bord du N/R Coriolis II. Au cours de ce projet, les résultats ont mis en lumière la présence de plus de 3000 pockmarks, mais aussi l'évolution des processus sédimentaires et la chronostratigraphie dans la région d'OHA depuis la dernière déglaciation wisconsinienne.

La détermination du contexte chronostratigraphique dans lequel s'établissent les pockmarks

La première partie de cette étude a été consacrée à l'identification du contexte chronostratigraphique dans lequel les pockmarks se sont établis à OHA. La combinaison des levés de profileur de sous-surface avec les propriétés physiques des carottes sédimentaires (granulométrie, densité, datations radiocarbone) ont permis d'établir avec précision les faciès sédimentaires en positionnant les carottes 01PC (6 m) et 04PC (7,35 m) sur les levés. Ainsi, cela a permis d'acquérir plus de précisions concernant la nature et la texture des sédiments peu profonds. Le contexte sédimentaire, étroitement lié à l'histoire du retrait de l'Inlandsis laurentidien depuis le dernier maximum glaciaire, présente trois unités seismo-stratigraphiques distinctes similaires à celles décrites par Josenhans et Lehman (1999) : le till glaciaire composé principalement de sédiments comprimés par le glacier, dits sédiments de contact ou till forme l'unité 1 ; les sédiments glaciomarins proximaux déposés par le retrait rapide du glacier, constituent l'unité 2 et enfin, les sédiments glaciomarins distaux et postglaciaires définissent l'unité 3. Parmi les trois unités définies, seulement la 2 et la 3 se recoupent avec nos carottes sédimentaires. Ainsi, à la base de la 01PC, nous retrouvons l'unité glaciomarine rouge proximale, datée entre ~ 15.2 et 14,5 cal. ka BP contenant des sédiments fins à grossiers avec des débris délestés par les icebergs

(IRD), de forte densité (nombre-CT supérieur à 800 HU) et dont la couleur rouge-brique intense se démarque du reste des sédiments de la carotte 01PC. Ces dates correspondent au retrait rapide de la calotte glaciaire laurentidienne entre 16,8 et 14,8 cal. ka BP décrit dans les modèles de déglaciation (Shaw et al., 2002, 2006 ; Rémillard et al., 2016). Cette fonte rapide du glacier a engendré la formation d'icebergs et une remontée du niveau marin (> 100 m) dans le golfe à l'origine d'une intensification des processus d'érosion dans les Maritimes, responsables de la présence d'IRD et de sédiments de couleur rouge dans le chenal Laurentien (Shaw et al., 2006). En raison de sa profondeur et de sa densité, il semble que cette unité corresponde à la réflexion de haute-amplitude marquant l'interface entre le sommet de l'unité 2 et la base de l'unité 3. Cette réflexion apparaît fréquemment perturbée par des blancs acoustiques interprétés comme les résultats de la migration ascendante de gaz à l'origine de la formation des pockmarks au sommet de l'unité 3, soit sur le fond marin. Ces anomalies présentes dans les données de profileur de sous-surface sont reconnaissables par leurs formes convexes qui perturbent la linéarité et la continuité de l'ensemble des réflexions présentes au sein de l'unité 2. L'unité 3 quant à elle, est subdivisée en deux unités lithostratigraphiques. À sa base, il y a l'unité distale glaciomarine (14,5 – 8,5 cal. ka BP) et à son sommet, l'unité postglaciaire (8,5 cal. ka BP à aujourd'hui). Présentes dans les deux carottes 01PC et 04PC, ces unités contiennent principalement des sédiments fins de type silts argileux de teinte gris-olive. La distinction entre ces deux unités lithostratigraphiques dépend surtout d'une nette augmentation granulométrique (de 3 à 6 μm) et d'une diminution notable des vitesses de sédimentation avant ($\sim 80 \text{ cm.kyr}^{-1}$) et après ($\sim 30 \text{ cm.kyr}^{-1}$) 8,5 cal. ka BP. Ces variations font échos aux résultats enregistrés dans l'EGSL (St-Onge et al., 2003 ; Barletta et al., 2010 ; Casse et al., 2017) associés à une réduction de l'apport sédimentaire en provenance des eaux de fonte de la calotte laurentidienne en raison du réacheminement des eaux de fonte originellement dans l'estuaire et le golfe, vers la baie et le détroit d'Hudson. Ce déroutement est attribué à la vidange du lac proglaciaire d'Agassiz-Ojibway à 8,47 cal. ka BP (Lajeunesse et St-Onge, 2008). Ainsi, en réponse à cet événement, le régime sédimentaire initialement contrôlé par

les eaux de fonte du glacier laurentidien devient dominé par les variations glacio-isostatiques du niveau marin relatif (Casse et al., 2017).

Les anomalies de profileur de sous-surface, preuve de la présence de gaz dans les sédiments quaternaires

En plus de permettre l'identification des faciès sédimentaires, les données de profileur de sous-surface ont aussi dévoilé la présence d'anomalies acoustiques liées à la migration de gaz à travers la stratigraphie. En effet, les sédiments relativement fins de ces unités favorisent l'accumulation de gaz. Parmi ces anomalies, il y a les réflexions en surbrillance qui résultent du contraste d'impédance acoustique en raison d'accumulation de gaz dans des sédiments poreux. Dans les données d'OHA, elles se situent principalement dans les sédiments glaciomarins de l'unité 2. Cette unité est marquée par la succession de réflexions parallèles de différentes amplitudes qui pourraient favoriser l'accumulation de gaz (Pilcher et Argent, 2007).

Des blancs acoustiques verticaux reconnaissables par la déformation des réflexions acoustiques sont aussi visibles. Ils traduisent des remontées de gaz à travers les successions lithologiques provenant d'unités plus profondes. Et enfin, les zones de turbidité acoustiques situées juste au-dessous des pockmarks pourraient être générées par la présence de bulles de gaz dans le sédiment, mais pourraient aussi être le résultat d'un phénomène de résonance d'ondes acoustiques au moment de l'acquisition, dans les dépressions que forment les pockmarks.

Les propriétés morphométriques des pockmarks : indices sur les processus de formation

Les données multifaisceaux ont permis de représenter précisément la bathymétrie du fond marin. Les propriétés morphométriques des pockmarks ont été extraites pour la première fois dans le golfe, permettant de caractériser ces structures plus nombreuses qu'il n'y paraît et encore peu décrites dans cette région. Leurs attributs indiquent qu'ils sont semblables à des dépressions ellipsoïdales peu profondes (~ 4 m en moyenne) de plusieurs dizaines de mètres de long et de large. Les propriétés morphométriques possèdent une

distribution unimodale indiquant que tous les pockmarks ont été formés par les mêmes processus et certainement au même moment. De plus, la grande majorité des pockmarks présentent des valeurs de rétrodiffusion élevées ce qui signifie la présence de matériel induré (ex., croûtes carbonatées, débris ou sédiments grossiers) non enfoui par des sédiments meubles. Le carottier boîte 05BC prélevé dans un pockmark confirme cette tendance en présentant des sédiments grossiers et une concrétion carbonatée. Les mesures de courants de fond acquises à partir d'un mouillage d'ADCP sur une durée d'environ 11 mois, démontrent que les courants de fond possèdent la même orientation Nord-Ouest/Sud-Est que tous les pockmarks. Ainsi, les courants de fond agiraient comme principal moteur à l'origine de la dispersion des sédiments remis en suspension au moment du dégazage pendant la formation des pockmarks, leur conférant leur forme ellipsoïdale particulière. Les courants de fond pourraient également agir sur ces structures après leur formation à travers différents phénomènes : (1) en créant une cellule de circulation le long des parois, remettant ainsi en suspension les sédiments qui seront ensuite dispersés par des courants de fond ; (2) en empêchant toute sédimentation dans les cavités des pockmarks, maintenant ainsi sa profondeur même s'il n'est plus actif (Gafeira et al., 2012 ; Fandel et al., 2017). Le volume total des pockmarks ($6,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, soit $2,7 \cdot 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$) constituant une représentation simplifiée du volume de sédiments déplacés au moment de leur formation, témoigne d'un dégazage de forte intensité.

Hypothèses sur la source et les processus de migration des fluides

Cette étude a permis de regrouper des éléments concernant la source et les possibles mécanismes de libération des fluides. Différents environnements sont responsables de la formation d'un réservoir source à l'origine des fluides libérés. Dans les environnements littoraux, les pockmarks peuvent prendre racine dans des paléo-marais (ex., fjords, baies, Brothers et al., 2011), ou dans des environnements plus profonds au-dessus de paléo-chenaux riches en matière organique (Gay et al., 2006). Ils peuvent également provenir de réservoirs d'hydrocarbures thermogéniques profonds ou d'hydrates de gaz, constituant les cas les plus fréquents dans la littérature (Pinet et al., 2009 ; Pau et al., 2014). La localisation

du champ de pockmarks au-dessus du gisement potentiel d'hydrocarbures Old Harry, laisse supposer que les fluides libérés proviendraient de ce réservoir et seraient donc d'origine thermogénique. L'analyse statistique spatiale de la distribution des pockmarks a démontré que la répartition n'était pas aléatoire. Elle suit un schéma semblable à des regroupements « clusters ». Ainsi, certaines zones présentent des densités beaucoup plus élevées (> 30 pockmarks.km⁻²) que la moyenne (13 pockmarks.km⁻²). Il est reconnu que les pockmarks sont distribués en fonction des voies de migration des fluides (Gay et al., 2006a ; Pinet et al., 2009). Toutefois, nos données de profileur de sous-surface ne sont pas assez profondes pour visualiser les cheminées sismiques dans leur entièreté ainsi que la présence de failles. En revanche, aucune relation n'a été trouvée entre l'épaisseur et la nature des sédiments holocènes et leur répartition, ce qui suggère que leur distribution est certainement liée à des structures géologiques plus profondes non visibles sur nos données. De multiples mécanismes peuvent être à l'origine de la formation de failles par lesquelles le gaz ou les fluides peuvent être expulsés tels que la marée (Rollet et al., 2006), les variations du niveau marin (Riboulot et al., 2014) ou encore la sismicité (Hovland et al., 2002). Cependant, comme au Brésil ou encore dans le bassin inférieur du Congo, Old Harry est situé au-dessus d'un gisement potentiel d'hydrocarbures et cette zone est affectée par une tectonique salifère dont les déformations générées peuvent faciliter la migration des fluides/gaz à travers des failles formant ultérieurement les pockmarks (De Mahiques et al., 2017 ; Wenau et al., 2017). Il est toutefois important de préciser que bien que les pockmarks soient parfois considérés comme indicateurs de la présence d'hydrocarbures profonds, ils ne doivent pas pour autant être exclusivement utilisés dans cet objectif (Pilcher et Argent, 2007). Comme l'ont démontré Mazzini et al. (2016), l'origine des fluides conduisant à la formation de pockmarks au-dessus d'un réservoir d'hydrocarbures peut être à la fois microbienne et thermogénique. Ainsi, il est donc difficile d'associer l'origine des fluides uniquement à la présence du réservoir potentiel d'hydrocarbures Old Harry.

Le doute persistant concernant l'activité actuelle des pockmarks

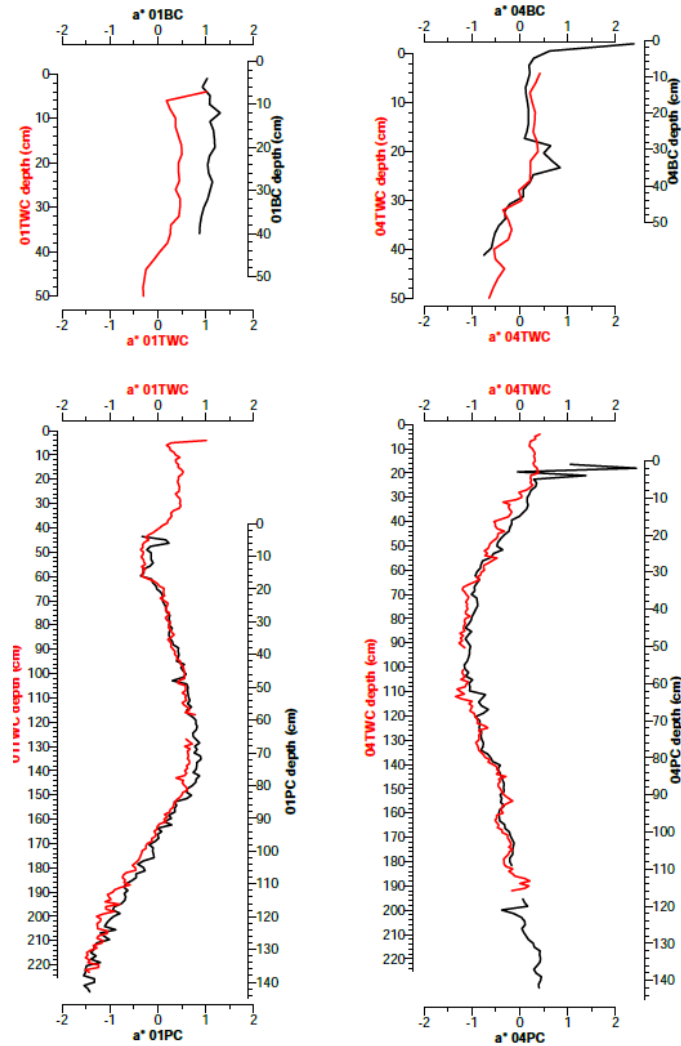
Les très faibles concentrations de méthane mesurées proche du fond marin ne montrent aucune preuve concrète de dégazage actif dans la zone d'étude d'OHA. Il est aussi très difficile de les prélever, en raison des processus d'altération de gaz (mélange, fractionnement à cause de l'oxydation et la diffusion dans la colonne d'eau), d'autant plus à 470 m de profondeur. Aussi, aucune observation directe (vidéo ou multifaisceaux dans la colonne d'eau) n'a été effectuée dans cette zone. Par conséquent deux possibilités entrent en jeu, soit les pockmarks sont actuellement inactifs, soit, ils sont actifs mais dégazent de façon discrète.

L'ouverture

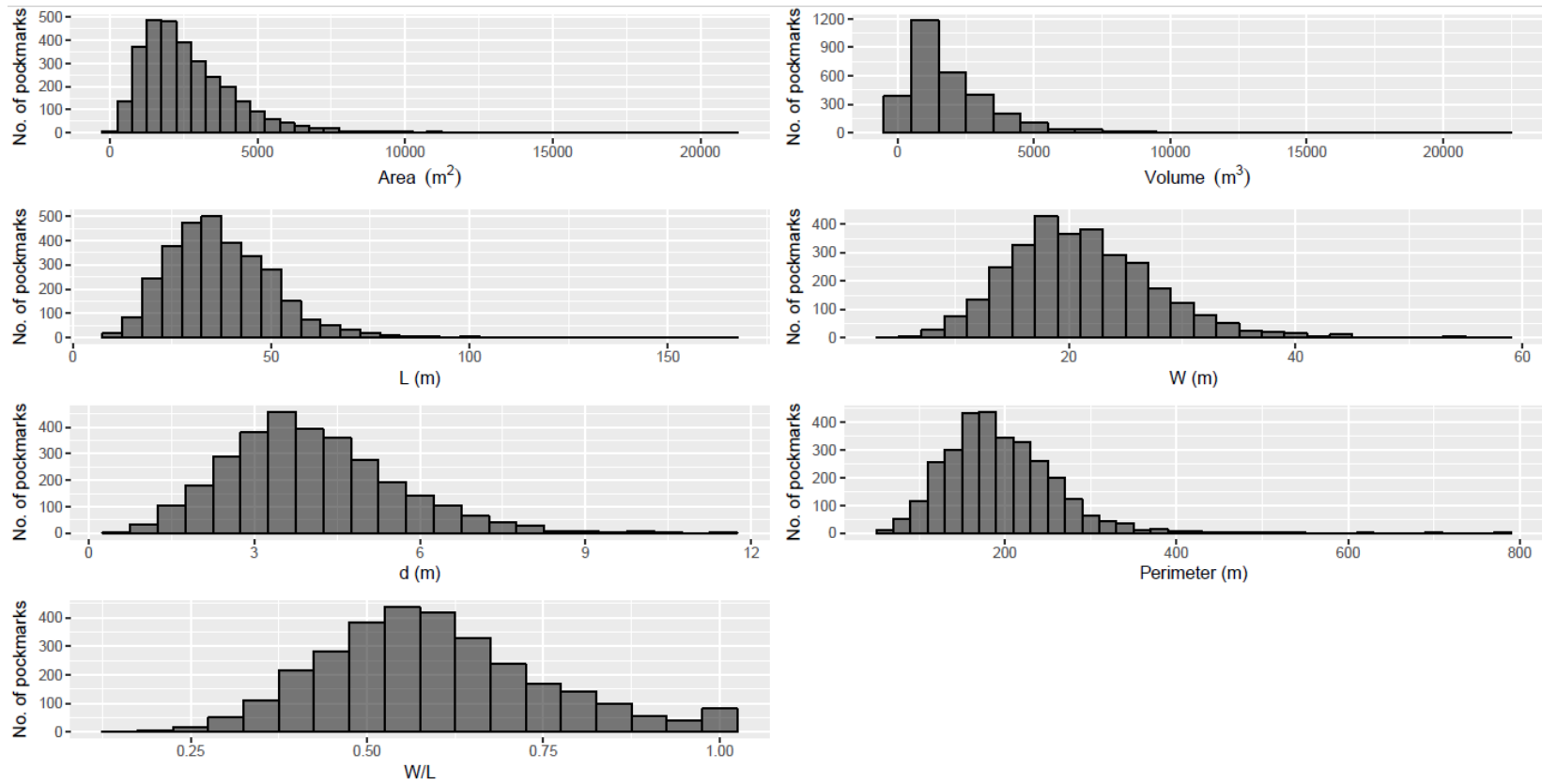
Cette étude a ainsi permis d'identifier le contexte chronostratigraphique dans lequel ses sont établis les pockmarks, de caractériser ces événements pour la première fois, et enfin de proposer un modèle en 2D sur la migration des gaz et leur formation. Cependant, certaines zones d'ombres mériteraient d'être approfondies afin de compléter ce projet.

La source du gaz générant les pockmarks n'est pas encore bien définie. Il est vrai que le meilleur moyen de connaître l'origine du méthane est de procéder à des analyses poussées en géochimie. En effet, prélever des échantillons d'eau au niveau des eaux interstitielles et dans les sédiments de surface, directement dans les événements serait nécessaire pour éclaircir les points concernant la composition (nature du fluide) et la source (microbienne vs. thermogénique) des fluides et gaz en jeu. Dans ce même objectif, effectuer des relevés sismiques plus profonds pour visualiser les caractéristiques liées à la migration des gaz dans leur entièreté, et observer de possibles connexions avec un réservoir, ou encore les quantifier permettrait d'établir de façon tangible l'origine des fluides. Agrandir la couverture bathymétrique sondée afin d'obtenir une vision du champ de pockmarks d'OHA dans sa totalité. Effectuer d'autres relevés bathymétriques dans le golfe pour quantifier ces structures de façon à mettre à jour la carte de Fader (1991 ; Fig. 1). Ou également, mesurer à nouveau les concentrations de méthane en les couplant à des relevés vidéo se révéleraient indispensables pour affirmer une actuelle activité de ces événements.

ANNEXES



Annex I. Core top correlation for (left) cores 01BC, 01TWC and 01PC with the comparison of the a^* values: the correlation indicates that 3 cm are missing at the top of core 01TWC and 38 cm are missing at the top of core 01PC. In summary 41 cm are missing from the top of core 01PC; and (right) cores 04BC, 04TWC and 04PC with the comparison of the a^* values: the correlation indicates that ~1 cm is missing at the top of core 04TWC and 18 cm are missing at the top of core 04PC. In summary 19 cm are missing from the top of core 04P



Annex II. Histograms of the morphometric parameters of the pockmarks in the Old Harry Studied area

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Andrews, B., D., Brothers, L., L., Barnhardt, W., A., 2010. Automated feature extraction and spatial organization of seafloor pockmarks, Belfast Bay, Maine, USA. *Geomorphology* 124, 55–64.
doi:10.1016/j.geomorph.2010.08.009
- Archambault, P., Schloss, I., R., Grant., C., Plante, S., 2017. Les hydrocarbures dans le golfe du Saint-Laurent - Enjeux sociaux, économiques et environnementaux. *Notre Golfe*, Rimouski, Qc, Canada, 324 p.
- Archambault, S. & Toussaint, J., 2016. Risques et impacts associés à l’exploration et à l’exploitation des hydrocarbures dans le golfe du Saint-Laurent. *Le Naturaliste Canadien*, 140, 35–40.
doi:10.7202/1036501ar
- Barber, D., C., Jennings, A., E., Andrews, J., T., Dyke, A., Kerwin, M., W., Hillaire-Marcel, C., Morehead, M., D., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 13–15.
- Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 2025–2038.
- Barletta, F., St-Onge, G., Stoner, J., S., Lajeunesse, P., Locat, J., 2010. A high-resolution Holocene paleomagnetic secular variation and relative paleointensity stack from eastern Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 162–174.
doi:10.1016/j.epsl.2010.07.038
- Blaauw, M. & Christen, A. 2011: Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gammaprocess. *Bayesian Analysis* 6, 457–474.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Technical communication gradistat : a grain-size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248.
- Bolduc, A., Larocque, R., Duchesne, M.J., 2008. Des événements actifs dans l’estuaire maritime du Saint-Laurent, Québec. In : Commission Géologique du Canada, Recherches en cours 2008-21, 12 p.

- Bourgault, D., Cyr, F., Dumont, D., Carter, A., 2014. Numerical simulations of the spread of floating passive tracer released at the Old Harry prospect. *Environmental Research Letters* 9 (5). doi:10.1088/1748-9326/9/5/054001.
- Bourgault, D., St-Onge, G., Winkler, G., Xie, H., 2015. Old Harry - Première extraction ... de données scientifiques, 1–10.
https://quebec.huffingtonpost.ca/daniel-bourgault/old-harry-campagne-oceanographique_b_7695790.html?guccounter=1 (accessed on April 11, 2019)
- Bourgault, D., Tremblay, H., Schloss, I., R., Plante, S., Archambault, P., 2017. “Commercially Sensitive” Environmental Data: A Case Study of Oil Seep Claims for the Old Harry Prospect in the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Case Studies in the Environment*, 1–9. doi:10.1525/cse.2017.sc.454841 1
- Brothers, L., L., Kelley, J., T., Belknap, D., F., Barnhardt, W., A., Andrews, B., D., Legere, C., Hughes Clarke, J., E., 2012. Shallow stratigraphic control on pockmark distribution in north temperate estuaries. *Marine Geology*, 329–331, 34–45.
doi:10.1016/j.margeo.2012.09.006
- Brothers, L., L., Kelley, J., T., Andrews, B., D., Maynard, M., L., 2011. More than a century of bathymetric observations and present-day shallow sediment characterization in Belfast Bay, Maine, USA: implications for pockmark field longevity. *Geo-Marine Letters*, 31, 237–248. doi:10.1007/s00367-011-0228-0
- Campbell, K., A., 2006. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2-4), 362–407.
doi:10.1016/j.palaeo.2005.06.018
- Casse, M., Montero-Serrano, J.-C., St-Onge, G., 2017. Influence of the Laurentide Ice Sheet and relative sea-level changes on sediment dynamics in the Estuary and Gulf of St. Lawrence since the last deglaciation. *Boreas*, 46, 541–561.
doi:10.1111/bor.12230
- Christodoulou, D., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Masson, M., 2003. Active seepage in two contrasting pockmark fields in the Patras and Corinth gulfs, Greece. *Geo-Marine Letters*, 23, 194–199.
doi:10.1007/s00367-003-0151-0
- Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R., 1978. Global changes in post glacial sea level: A numerical calculation. *Quaternary Research*, 9, 265–287.

- Coalition Saint-Laurent, 2014. Golfe 101 – Pétrole dans le golfe du Saint-Laurent : Faits, mythes et perspectives d’avenir. *Coalition Saint-Laurent*, 78 pp.
- Colcleuh, R., Marchesin, L., 2013. Overview memorandum - Joint venture opportunity - Old Harry Prospect (Corridor Ressources Inc.). Calgary, Alberta, Canada.
- Corridor Ressources Inc., 2018, 11th, June. Press release Corridor to suspend work on the Old Harry project. Halifax, Nova Scotia, Canada.
<https://www.corridor.ca/wp-content/uploads/2018/06/20180611.pdf> (accessed on February 26, 2019)
- Corridor Resources Inc., 2000–2005. Annual Reports, Halifax.
- De Mahiques, M., Schattner, U., Lazar, M., Sumida, P., Y., G., Pereira de Souza, L., A., 2017. An extensive pockmark field on the upper Atlantic margin of Southeast Brazil : spatial analysis and its relationship with salt diapirism. *Heliyon*, 1–21.
doi:10.1016/j.heliyon.2017.e00257
- Dionne, J.-C., 1993. Sediment Load Of Shore Ice and Ice Rafting Potential, Upper St. Lawrence Estuary, Québec, Canada. *Journal of Coastal Research*, 9, 628–646.
- Direction des Océans et des Sciences Pêches et Océans Canada (MPO), 2005. Le Golfe du Saint-Laurent, un écosystème unique Plateforme pour la gestion intégrée du Golfe du Saint-Laurent (GIGSL).
- Duchesne, M., J., Pinet, N., Bédard, K., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Campbell, D., C., Bolduc, A., 2010. Role of the bedrock topography in the Quaternary filling of a giant estuarine basin : the Lower. *Basin Research*, 22, 933–951.
doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00457.x
- EarthquakesCanada.ca, <http://www.seismescanada.rncan.gc.ca/historic-historique/caneqmap-en.php> (accessed on February 26, 2019).
- Fader, G., B., J., 1991. Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. *Continental Shelf Research*, 11, 8-10, 1123-1153.
- Fandel, C., L., Lippmann, T., C., Irish, J., D., Brothers, L., L., 2017. Observations of pockmark flow structure in Belfast Bay, Maine, Part 1: current-induced mixing. *Geo-Marine Letters*, 31, 1, 1–14.
doi:10.1007/s00367-016-0472-4
- Fortin, D., Francus, P., Gebhardt, A., C., Hahn, A., Kliem, P., Lisé-Pronovost, A., Roychowdhury, R., Labrie, J., St-Onge, G., The PASADO Science Team, 2013.

- Destructive and non-destructive density determination: method comparison and evaluation from the Laguna Potrok Aike sedimentary record. *Quaternary Science Reviews*, 71, 147-153. doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.024
- Gafeira, J., Long, D., et Diaz-Doce, D., 2012. Semi-automated characterisation of seabed pockmarks in the central North Sea. *Near Surface Geophysics*, 10, 4, 301-312.
- Galbraith, P., Chassé, J., Caverhill, C., Nicot, P., Gilbert, D., Pettigrew, B., Lefavre, D., Brickman, D., Devine, L., Lafleur, C., 2016. Physical Oceanographic Conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2015. DFO Canadian Science Advisory Secretariat Research Document 2016/056, v 90.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., Sermondadaz, G., 2006a. Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene – Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology* 226, 25–40. doi:10.1016/j.margeo.2005.09.018
- Gay, A., Lopez, M., Ondreas, H., Charlou, J.-L., Sermondadaz, G., Cochonat, P., 2006b. Seafloor facies related to upward methane flux within a Giant Pockmark of the Lower Congo Basin. *Marine Geology* 226, 81–95. doi:10.1016/j.margeo.2005.09.011
- Genivar inc, 2013. Rapport d'étude : Évaluation environnementale stratégique sur la mise en valeur des hydrocarbures dans les bassins d'Anticosti, de Madeleine et de la baie des Chaleurs (EES2), Q122451 802.
- Genovesi, L., de Vernal, A., Thibodeau, B., Hillaire-Marcel, C., Mucci, A., Gilbert, D., 2011. Recent changes in bottom water oxygenation and temperature in the gulf of St. Lawrence: Micropaleontological and geochemical evidence. *Limnology and Oceanography* 56, 1319–1329. doi:10.4319/lo.2011.56.4.1319
- Gilbert, D., Sundby, B., Gobeil, C., Mucci, A., Tremblay, G.-H., 2005. A seventy-two-year record of diminishing deep-water oxygen in the St. Lawrence estuary: The northwest Atlantic connection. *Limnology and Oceanography* 50, 1654–1666. doi:10.4319/lo.2005.50.5.1654
- Harrington, P., K., 1985. Formation of Pockmarks by Pore-Water Escape. *Geo-Marine Letters* 5, 193–197.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., Kastanos, N., & Ferentinos, G., 1996. A pockmark field in the Patras Gulf (Greece) and its activation during the 14/7/93 seismic event. *Marine Geology*, 130(3-4), 333-344.

- Hovland, M., Gardner, J., V., Judd, A., 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids* 2, 127–136.
doi:10.1046/j.1468-8123.2002.00028.x
- Hovland, M. & Judd, A., 1988. Seabed pockmarks and seepages impact on the geology, biology and the marine environment. Graham and Trotman Limited, London.
- Hovland M. & Sommerville J., H., 1985. Characteristics of two natural gas seepages in the North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 319–326
- Jaegle, M., St-Onge, G., Montero-Serrano, J.-C., Lajeunesse, P., 2015. Nature et origine des sédiments de surface de l'estuaire du Saint-Laurent. *M.Sc. thesis*, Université du Québec à Rimouski, 83.
- Josenhans, H., 2007. Atlas of the Marine Environment and Seabed Geology of the Gulf of St. Lawrence. *Geological Survey of Canada*, Open File Report 5346.
- Josenhans, H. & Lehman, S., 1999. Late glacial stratigraphy and history of the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 1327–1345.
doi:10.1139/e99-030
- Josenhans, H., Zevenhuizen, J., and MacLean, B. 1990. Preliminary seismostratigraphic interpretations from the Gulf of St. Lawrence. In: *Geological Survey Of Canada Current Research*, Eastern And Atlantic Canada, 90-1B, 59-76.
- Judd, A. & Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12, 1081–1095.
doi:10.1016/0278-4343(92)90070-Z
- Judd, A. & Hovland, M., 2009. Seabed Fluid Flow: Impact on geology, biology and the marine environment. *Cambridge University Press*, 1–408.
- Kanao, M., Suvorov, V., D., Toda, S., Tsuboi, S., 2015. Seismicity, structure and tectonics in the Arctic region. *Geoscience Frontiers*, 6, 665–677.
doi:10.1016/j.gsf.2014.11.002
- Keen, M., J. & Williams, G., L., 1990. Geology of the Continental Margin of Eastern Canada. *Geological Survey of Canada*, Geology of Canada Series no. 2, 855.
doi.org/10.1130/DNAG-GNA-II
- Kilham, B., McArthur, A., Huuse, M., Ita, E., & Hartley, A., 2011. Enigmatic large-scale furrows of Miocene to Pliocene age from the central North Sea: current-scoured pockmarks?. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 437-449.

- King, L., H. & MacLean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian Shelf. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3141–3148.
- Koutitonsky, V.G., Bugden, G.L., 1991. The Physical oceanography of the Gulf of St. Lawrence: A review with Emphasis on the Synoptic Variability of the Motion. In Therriault, J.-C. (ed.): *The Gulf of St. Lawrence: Small Ocean or Big Estuary*, 57–90. *Canadian Special Publication for Fisheries and Aquatic Sciences* 113.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Frigola, J., Berné, S., Jouet, G., Galavazi, M., Sierro, F., J., 2009. Overpressure within upper continental slope sediments from CPTU data, Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 751–768. doi:10.1007/s00531-008-0376-2
- Lajeunesse, P., St-onge, G., 2008. The subglacial origin of the Lake Agassiz – Ojibway final outburst flood. *Nature Geoscience*, 1, 184-188. doi:10.1038/ngeo130
- Lavoie, D., Pinet, N., Dietrich, J., Hannigan, P., Castonguay, S., Hamblin, A.P., Giles, P., 2009. Petroleum Resource Assessment, Paleozoic successions of the St. Lawrence Platform and Appalachians of eastern Canada. *Geological Survey of Canada*, Open File 6174.
- Lavoie, D., Pinet, N., Duchesne, M., Bolduc, A., Larocque, R., 2010. Methane-derived authigenic carbonates from active hydrocarbon seeps of the St. Lawrence Estuary, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 1262–1272. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.02.014
- Li, Y., Xie, H., Scarratt, M., Damm, E., 2018. Seasonal distribution of dissolved methane in the estuary and gulf of St. Lawrence. ASLO 2018 Summer Meeting, Victoria, BC, 10-15 June 2018.
- Loring, D.H., Nota, D.J.G., 1973. Morphology and Sediments of the Gulf of St. Lawrence. In: *Bulletin of the Fisheries Research Board of Canada*, 182, 147.
- Løseth, H., Gading, M., Wensaas, L., 2009. Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1304–1319. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.09.008
- Maia, A., R., Cartwright, J., Andersen, E., 2016. Shallow plumbing systems inferred from spatial analysis of pockmark arrays. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 865–881. doi:10.1016/j.marpetgeo.2016.07.029

- Manheim, F., T., 1967. Evidence for submarine discharge of water on the Atlantic continental slope of the southern United-States, and suggestions for further research. *Transactions of the New York Academy of Sciences* (Ser.II), 29, 839-853.
- Mazzini, A., Svensen, H., H., Planke, S., Forsberg, C.F., Tjelta, T.I., 2016. Pockmarks and methanogenic carbonates above the giant Troll gas field in the Norwegian North Sea. *Marine Geology*, 373, 26–38.
doi:10.1016/j.margeo.2015.12.012
- Moss, J., L., Cartwright, J., Cartwright, A., Moore, R., 2012. The spatial pattern and drainage cell characteristics of a pockmark field, Nile Deep Sea Fan. *Marine and Petroleum Geology*, 35, 321–336.
doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.02.019
- Natural Resources Canada. Earthquakes in or near Canada, 1627 – 2015.
EarthquakesCanada.nrcan.gc.ca. (accessed on March 17/03/2019).
- Ostanin, I., Anka, Z., di Primio, R., 2013. Hydrocarbon plumbing systems above the Snøhvit gas field: structural control and implications for thermogenic methane leakage in the Hammerfest Basin, SW Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 127–146.
doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.012
- Pau, M., Hammer, O., Chand, S., 2014. Constraints on the dynamics of pockmarks in the SW Barents Sea: Evidence from gravity coring and high-resolution, shallow seismic profiles. *Marine Geology*., 355, 330-345.
doi:10.1016/j.margeo.2014.06.009
- Picard, K., Radke, L., Williams, D., Nicholas, W., Siwabessy, P., Howard, F., Gafeira, J., Przeslawski, R., Huang, Z., Nichol, S., 2018. Origin of High Density Seabed Pockmark Fields and Their Use in Inferring Bottom Currents. *Geosciences*, 8, 195.
doi:10.3390/geosciences8060195
- Pilcher, R. & Argent, J., 2007. Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Marine Geology*, 244, 15–32.
doi:10.1016/j.margeo.2007.05.002
- Pinet, N., Brake, V., Campbell, C., Duchesne, M., 2011: Seafloor and shallow subsurface of the St. Lawrence River Estuary. *Geoscience Canada*, 38, 31–40.
- Pinet, N., Duchesne, M., Lavoie, D., 2009. Linking a linear pockmark train with a buried Palaeozoic structure: a case study from the St. Lawrence Estuary. *Geo-Marine Letters*, 5, 30, 517-522.
doi:10.1007/s00367-009-0179-x

- Pinet, N., Duchesne, M., Lavoie, D., Bolduc, A., Long, B., 2008. Surface and subsurface signatures of gas seepage in the St. Lawrence Estuary (Canada): Significance to hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology*, 25, 271–288.
doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.07.011
- Piper, D., J., W., Mudie, P., J., Fader, G., B., Josenhans, H., W., MacLean, B., Vilks, G., 1990: Quaternary geology. In Keen, M. J. & Williams, G. L. (eds.): *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*, 475–607. *Geology of Canada, Series 2*. Geological Survey of Canada, Ottawa ON.
- Praeg, D., d'Anglejan, B., Syvitski, J., P., M., 1992. Seismostratigraphy of the Middle St. Lawrence Estuary: A Late Quaternary Glacial Marine to Estuarine Depositional/Erosional Record. *Géographie physique et Quaternaire*, 46, 2, 133–150.

doi:10.7202/032899ar
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F., J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep water circulation processes state of the art and future considerations. *Marine Geology*, 352, 111–154.
doi:10.1016/j.margeo.2014.03.011
- Reimer, P., J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., W., Blackwell, P., G., Ramsey, B., C., Buck, C., E., Cheng, H., Edwards, R., L., Friedrich, M., Grootes, P., M., Guilderson, T., P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., J., Hoffmann, D., L., Hogg, A., G., Hughen, K., A., Kaiser, K., F., Kromer, B., Manning, S., W., Niu, M., Reimer, R., W., Richards, D., A., Scott, E., M., Southon, J., R., Staff, R., A., Turney, C., S., M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.
doi:https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Rémillard, A., M., St-Onge, G., Bernatchez, P., Héту, B., Buylaert, J.-P., Murray, A., S., Vigneault, B., 2016. Chronology and stratigraphy of the Magdalen Islands archipelago from the last glaciation to the early Holocene: new insights into the glacial and sea-level history of eastern Canada. *Boreas*, 45, 604–628.
doi:10.1111/bor.12179
- Rémillard, A., Desjage, P.-A., Casse, M., St-Onge, G., Montero-Serrano, J.-C., Xie, H., 2015. Environmental conditions and dispersion processes within the Old Harry Influenced Area. In: *COR1503, Expedition Report*, June 8 to 14, 2015.
- Riboulot, V., Thomas, Y., Berné, S., Jouet, G., Cattaneo, A., 2014. Control of Quaternary sea-level changes on gas seeps. *Geophysical Research Letters*, 41, 4068–4074.
doi:10.1002/2014GL059980.Received

- Rogers, J., N., Kelley, J., T., Belknap, D., F., Gontz, A., Barnhardt, W., A., 2006. Shallow-water pockmark formation in temperate estuaries: A consideration of origins in the western gulf of Maine with special focus on Belfast Bay. *Marine Geology*, 225, 45–62. doi:10.1016/j.margeo.2005.07.011
- Rollet, N., Logan, G., A., Kennard, J., M., O'Brien, P., E., Jones, A., T., Sexton, M., 2006. Characterisation and correlation of active hydrocarbon seepage using geophysical data sets: An example from the tropical, carbonate Yampi Shelf, Northwest Australia. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 145–164. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.10.002
- Rowan, M., G., Jackson, M., P., A., Trudgill, B., D., 1999. Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 83, 1454-1484.
- Roy, S., Hovland, M., Braathen, A., 2016. Evidence of fluid seepage in Grønfjorden, Spitsbergen: Implications from an integrated acoustic study of seafloor morphology, marine sediments and tectonics. *Marine Geology*, 380, 67–78. doi:10.1016/j.margeo.2016.07.002
- Saucier, F., J., 2003. Modeling the formation and circulation processes of water masses and sea ice in the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 108, 3269. doi:10.1029/2000JC000686
- Saucier, F.J., Roy, F., Senneville, S., Smith, G., Lefaivre, D., Zakardjian, B., Dumais, J.-F., 2009. Modélisation de la circulation dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent en réponse aux variations du débit d'eau douce et des vents. *Revue des sciences de l'eau*, 22, 159. doi:10.7202/037480ar
- Schubel, J., R., 1974. Gas bubbles and the acoustically impenetrable, or turbid, character of some estuarine sediments. In : *Natural gases in marine sediments*, Springer, Boston, MA, 275-298.
- Séjourné, S. & Malo, M., 2015. Géologie et potentiel en hydrocarbures des bassins sédimentaires du sud du Québec. *Rapport de recherche* (R1552), INRS, Centre Eau Terre Environnement, Québec. <http://espace.inrs.ca/id/eprint/6525> (accessed on April, 10, 2019)
- Shaw, J., Gareau, P., Courtney, R., C., 2002. Palaeogeography of Atlantic Canada 13–0 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1861–1878. doi:10.1016/S0277-3791(02)00004-5
- Shaw, J., Piper, D., J., W., Fader, G., B., J., King, E., L., Todd, B., J., Bell, T., Batterson, M., J., Liverman, D., G., E., 2006. A conceptual model of the deglaciation of Atlantic

- Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2059–2081.
doi:10.1016/j.quascirev.2006.03.002
- Schroot, B., M. & Schüttenhelm, R., T., E., 2003. Expressions of shallow gas in the Netherlands North Sea. *Netherlands Journal of Geosciences*, 82(1), 91-105.
- St-Antoine, P. & Héroux, Y., 1993. Genèse du gaz naturel de la région de Trois-Rivières, basses terres du Saint-Laurent, et de Saint-Flavien, Appalaches, Québec, Canada. *Journal canadien des sciences de la Terre*, 30, 1881–1885.
- Stea, R., R., Fader, G., B., J., Scott, D., B., Wu, P., 2001. Glaciation and relative sea-level change in Maritime Canada. In: *Special Paper 351: Deglacial History and Relative Sea-Level Changes, Northern New England and Adjacent Canada. Geological Society of America*, pp. 35–50.
doi:10.1130/0-8137-2351-5.35
- St-Onge, G., Duchesne, M., J., Lajeunesse, P., 2011: Marine geology of the St. Lawrence Estuary. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 14, 012003.
doi: 10.1088/1755-1315/14/1/ 012003.
- St-Onge, G., Lajeunesse, P., Duchesne, M., J., Gagné, H., 2008. Identification and dating of a key Late Pleistocene stratigraphic unit in the St. Lawrence Estuary and Gulf (Eastern Canada). *Quaternary Science Reviews*, 27, 2390–2400.
doi:10.1016/j.quascirev.2008.08.023
- St-Onge, G., Long, B., F., 2009. CAT-scan analysis of sedimentary sequences: An ultrahigh-resolution paleoclimatic tool. *Engineering Geology*, 103, 127–133.
doi:10.1016/j.enggeo.2008.06.016
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P., Long, B., 2007. Continuous Physical Properties of Cored Marine Sediments. *Developments in Marine Geology*, 1, 63–98.
doi:10.1016/S1572-5480(07)01007-X
- St-Onge, G., Stoner, J., S., Hillaire-Marcel, C., 2003. Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 113–130. doi:10.1016/S0012-821X(03)00079-7
- Stuiver, M., Reimer, P., J., Reimer, R., W., 2017: CALIB7.1. Available at: <http://calib.org> (accessed December, 4, 2018)
- Sumida, P., Y., G., Yoshinaga, M., Y., Madureira, L., A., S., P., Hovland, M., 2004. Seabed pockmarks associated with deepwater corals off SE Brazilian continental slope, Santos

- Basin. *Marine Geology*, 207, 159–167.
doi:10.1016/j.margeo.2004.03.006
- Syvitski, J., P., M. & Praeg, D., B., 1989. Quaternary Sedimentation in the St. Lawrence Estuary and Adjoining Areas, Eastern Canada: An Overview Based on High-Resolution Seismo-Stratigraphy. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 3, 291–310.
doi:10.7202/032784ar
- Syvitski, J., P., M., Fader, G., B., J., Josenhans, H., W., Maclean, B., Piper, D., J., W., 1983. Seabed Investigations of the Canadian East Coast and Arctic Using Pisces IV. *Geoscience Canada*, 10, 59–68.
- Szpak, M., T., Monteys, X., O'Reilly, S., S., Lilley, M., K., S., Scott, G., A., Hart, K., M., McCarron, S., G., Kelleher, B., P., 2015. Occurrence, characteristics and formation mechanisms of methane generated micro-pockmarks in Dunmanus Bay, Ireland. *Continental Shelf Research*, 103, 45–59.
doi:10.1016/j.csr.2015.04.023
- Tang, C., L., 1980. Mixing and circulation in the northwestern Gulf of St. Lawrence: A study of a buoyancy-driven current system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85(C5), 2787–2796.
- Whelan, J., Eglinton, L., Cathles Iii, L., Losh, S., Roberts, H., 2005. Surface and subsurface manifestations of gas movement through a N-S transect of the Gulf of Mexico. *Marine Petroleum Geology*, 22, 479–497.
- Wenau, S., Spieß, V., Pape, T., Fekete, N., 2017. Controlling mechanisms of giant deep water pockmarks in the Lower Congo Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 83, 140–157. doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.02.030
- Wu, Y., S. and Tang, C., L., 2011. Atlas of ocean currents in eastern Canadian waters. *Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences*, No. 271: vi + 94 pp.
- Yun, J.W., Orange, D.L., Field, M.E., 1999. Subsurface gas offshore of northern California and its link to submarine geomorphology. *Marine Geology*, 154, 357–368.
doi:10.1016/S0025-3227(98)00123-6

